

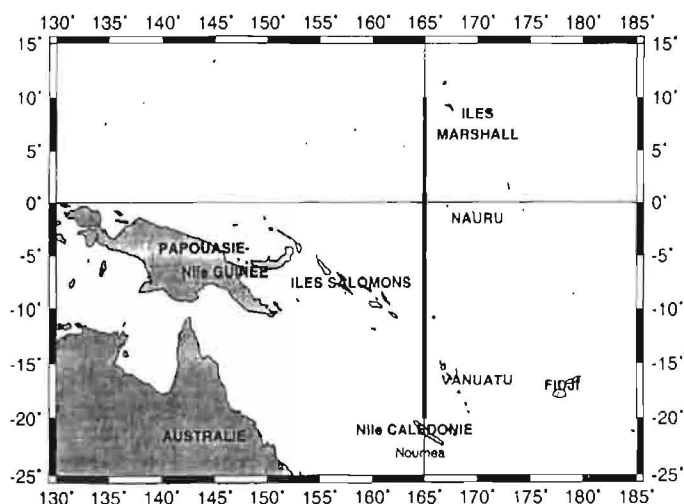
ÉCOLE SUPÉRIEURE D'INGÉNIEURS DE MARSEILLE

1995

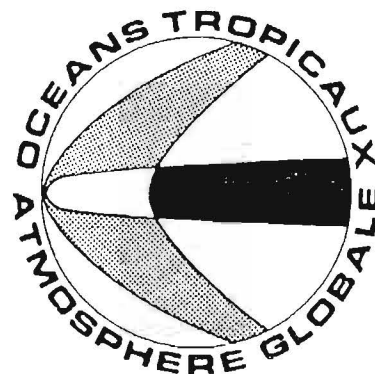
Variabilité de la salinité dans le Pacifique ouest.
Amélioration du calcul de la topographie dynamique
et des courants géostrophiques

Jean-Patrick VILLAIN

Promotion ESIM 95
Option Génie Marin



Rapport de stage de fin d'étude effectué de mars à juin 1995



MEMOIRES DE STAGES

SCIENCES DE LA MER

OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

1995

ÉCOLE SUPÉRIEURE D'INGÉNIEURS DE MARSEILLE

**Variabilité de la salinité dans le Pacifique ouest. Amélioration
du calcul de la topographie dynamique et des courants
géostrophiques**

Jean-Patrick VILLAIN

**Promotion ESIM 95
Option Génie Marin**

Directeur de stage, Christian HENIN

Rapport de stage de fin d'étude effectué de mars à juin 1995



**L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPERATION**

CENTRE DE NOUMÉA

REMERCIEMENTS

Avant d'aller plus loin, je tiens à remercier toutes les personnes que j'ai côtoyées durant ce stage au centre ORSTOM de Nouméa et spécialement Monsieur François JARRIGE, directeur du centre, Monsieur Joël PICAUT, responsable du laboratoire d'océanographie physique ainsi que tout le groupe SURTROPAC pour m'avoir accueilli dans le cadre de ce stage de DEA.

Je tiens à remercier tout particulièrement, Christian HENIN, mon responsable de stage, qui m'a épaulé et qui a toujours été disponible, Thierry DELCROIX qui a également encadré ce stage et qui m'a aidé de manière efficace, Marie-José LANGLADE, François MASIA et Gérard ELDIN pour leur assistance face aux nombreux outils informatiques dont dispose le centre (stations SUN).

Merci également à Pierre RUAL, Yves du PENHOAT, Lionel GOURDEAU et Christophe MENKES pour leurs précieux conseils.

Je suis reconnaissant envers Catherine HARTMANN qui a organisé administrativement ce stage et qui m'a permis d'être logé sur le Centre ORSTOM de Nouméa.

Enfin, j'adresse toute ma reconnaissance à Christophe PEIGNON pour son accueil chaleureux et pour m'avoir supporté dans son bureau, surtout dans les derniers temps.

Merci à tous.

RESUME

La température (T) et la salinité (S) sont des paramètres clés de l'océanographie; ils définissent une masse d'eau et sa densité. A partir des profils verticaux T(z) et S(z) obtenus au cours des 33 campagnes océanographiques effectuées dans l'Océan Pacifique tropical ouest (165°E, entre 20°S et 10°N) durant la période 1984-1992, nous avons calculé la hauteur dynamique de la surface; et à partir de ce champ de hauteur dynamique, nous avons déterminé le courant géostrophique de surface, la référence étant l'isobare 1000 dbar. On peut également effectuer ces calculs sans les profils de salinité, en utilisant une relation climatologique fixée T/S, soit la Levitus, soit la TOGA-165°E (qui est la moyenne par latitude, des relations T/S obtenues au cours des 33 campagnes et que nous avons mise au point dans cette étude). Ceci revient à ne pas prendre en compte la variabilité de la salinité indépendante de la température. Par rapport à l'utilisation du profil de salinité réelle pour le calcul de la topographie dynamique et des courants permanents, l'utilisation d'une relation T/S donne les résultats suivant:

Pour les hauteurs dynamiques moyennes (1984-92), l'utilisation de la relation T/S Levitus entraîne une sous-estimation en moyenne (de 20°S à 10°N) de 2.2 cm.dyn de la hauteur dynamique, avec une différence maximale de 5.3 cm.dyn à 9°S; pour les courants zonaux moyens, il y a une différence moyenne de 4 cms⁻¹ avec des différences maximales de 20 cms⁻¹ pour des courants du même ordre de grandeur. La relation T/S Levitus donne parfois des courants allant dans la direction opposée. En revanche, l'utilisation de la relation T/S TOGA-165°E donne pratiquement les mêmes résultats que ceux obtenus avec le profil S(z).

Pour l'évolution temporelle, on note des différences de -7 cm.dyn à 2 cm.dyn pour une hauteur dynamique obtenue à partir du profil S(z) qui varie de 20 cm.dyn pendant la période d'étude; et de -20 cms⁻¹ à 30 cms⁻¹ pour des courants compris entre -70cms⁻¹ et 90cms⁻¹. Contrairement aux hauteurs dynamiques et aux courants géostrophiques moyens, l'utilisation de la relation T/S TOGA-165°E ne réduit la différence au mieux que de 5 cm.dyn pour la hauteur dynamique et de 5 cms⁻¹ pour le courant. Ces différences sont fonctions de la période considérée (El Niño, La Niña):

-durant El Niño de 1987, par l'utilisation d'une relation T/S, globalement, on sous-estime la hauteur dynamique car les relations T/S surestiment la salinité; et l'on sous-estime le courant vers l'est au niveau de l'équateur.

-durant La Niña de 1988-89, on surestime globalement la hauteur dynamique car les relations T/S sous-estiment la salinité; et l'on sous-estime le courant vers l'ouest en zone équatoriale.

Par l'utilisation de cette nouvelle relation T/S TOGA-165°E appliquée aux données issues du réseau XBT (sélectionnées entre 160°E et 170°E en longitude, et 20°S et 10°N en latitude, sur la période 1979-93), nous avons calculé la hauteur dynamique et les courants géostrophiques. Nous avons ainsi pu mettre en évidence une topographie dynamique et une circulation liées aux phénomènes El Niño et La Niña de la période 1979-93.

Mots-clefs: Hauteur dynamique, Courant géostrophique, Salinité, Diagramme T/S, Océan Pacifique tropical ouest, El Niño, La Niña, Réseau XBT.

SOMMAIRE

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION..... | 1 |
| CHAPITRE 1 - PRESENTATION DE L'ORSTOM ET DU GROUPE SURTROPAC | 3 |
| 1.1) L'ORSTOM dans le monde..... | 3 |
| 1.2) L'ORSTOM en Nouvelle Calédonie | 3 |
| 1.3) Le groupe SURTROPAC | 4 |
| CHAPITRE 2 - DONNEES UTILISEES..... | 5 |
| 2.1) Température et salinité..... | 7 |
| 2.2) Vitesses horizontales | 8 |
| 2.3) Format final des données..... | 8 |
| CHAPITRE 3 - LES CONDITIONS ATMOSPHERIQUES ET OCEANIQUES DANS LE PACIFIQUE TROPICAL ET LE PHENOMENE EL NIÑO | 9 |
| 3.1) La circulation atmosphérique moyenne | 9 |
| 3.2) Les courants moyens dans le Pacifique tropical..... | 10 |
| 3.3) Distribution moyennes des structures thermiques de l'océan Pacifique:..... | 11 |
| 3.4) Le phénomène El Niño..... | 12 |
| CHAPITRE 4 - LA TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE A 165°E..... | 13 |
| 4.1) Méthode de calcul de la hauteur dynamique | 13 |
| 4.2) Présentation des diagrammes T/S Levitus | 14 |
| 4.3) Présentation des diagrammes T/S TOGA-165°E..... | 14 |
| 4.4) Procédure de calcul de la hauteur dynamique | 17 |
| 4.5) Hauteur dynamique moyenne, 1984-92..... | 17 |
| 4.6) Hauteur dynamique : évolution dans le temps (1984-92) | 20 |
| 4.7) Conclusion sur la topographie dynamique..... | 25 |
| CHAPITRE 5 - LES COURANTS GEOSTROPHIQUES..... | 27 |
| 5.1) La méthode dynamique | 27 |
| 5.2) Procédure de calcul des courants géostrophiques zonaux par la méthode dynamique ... | 29 |
| 5.3) Courant géostrophique zonal moyen de surface, 1984-92 | 29 |
| 5.4) Courant géostrophique zonal moyen de 0 à 400 m, 1984-92 | 31 |
| 5.5) Courant géostrophique zonal de surface: évolution dans le temps (1987-89)..... | 33 |
| 5.6) Conclusion sur les courants géostrophiques zonaux..... | 37 |
| CHAPITRE 6 - APPLICATION AUX DONNEES XBT DE LA PERIODE 1979-93..... | 39 |
| 6.1) Evolution de la topographie dynamique au cours de la période 1979-93 | 39 |
| 6.2) Evolution des courants géostrophiques au cours de la période 1979-93 | 41 |
| CONCLUSION..... | 43 |
| BIBLIOGRAPHIE..... | 45 |
| GLOSSAIRE..... | 47 |
| ANNEXES | |

INTRODUCTION

Il y a encore peu de temps, la connaissance de la circulation générale dans le Pacifique tropical se limitait à une description des courants de surface observés par des bateaux marchands. Ainsi, ce n'est qu'en 1952 que l'un des principaux courants de sub-surface du Pacifique équatorial, le Sous-Courant Equatorial, fut découvert par Townsen Cromwell et Ray Montgomery. Ces trente dernières années ont vu un formidable essor de l'océanographie grâce à une amélioration de la technologie des mesures, aux théories sur la circulation équatoriale et aux moyens informatiques indispensables à la prédiction du climat et à la compréhension des interactions océan-atmosphère.

Un des grands défis océanographiques de cette fin de siècle est la compréhension d'un phénomène à la fois océanique et atmosphérique connu sous le nom d'ENSO (El Niño-Southern Oscillation), dont les conséquences climatiques, catastrophiques pour certains pays, s'étendent de l'Afrique à l'Amérique du Sud. Dans ce but, a été lancé en 1985, un programme international qui a duré dix ans: Tropical Ocean and Global Atmosphere Programme (TOGA). Les objectifs de ce programme sont:

- la description du système océans tropicaux-atmosphère globale et de son évolution temporelle en vue de déterminer sa prédictibilité;
- la possibilité d'élaborer des modèles couplés prévoyant ses variations;
- l'acquisition de données permettant la conception d'un système d'observation et de transmission de données afin de procéder à une prévision opérationnelle, si le système est prédictible.

Dans le cadre du programme TOGA, un effort considérable fut porté sur la mesure systématique de la température océanique par l'intermédiaire d'un réseau d'XBT (eXpandable Bathy Thermographs ou sonde thermique jetable) et le réseau de bouées mouillées instrumentées (TAO Array). La température (T) et la salinité (S) définissent une masse d'eau et sa densité. Ainsi, comme nous le verrons par la suite, à partir des distributions verticales T(z) et S(z) obtenues au cours d'une station d'une campagne océanographique elles permettent de calculer la hauteur dynamique puis les courants géostrophiques ou permanents. En général, dans l'océan, la variation de température intervient bien plus que celle de la salinité dans l'estimation de la densité. La salinité est de plus, difficile à mesurer, on ne la mesure que indirectement via la conductivité et l'on est confronté à des problèmes de dérive. Si bien qu'on a eu tendance à déterminer la salinité à partir de la température observée par une relation T/S unique. Levitus (1982) fit un travail de titan qui eu le mérite de rassembler les distributions de température et de salinité en fonction de la profondeur obtenues entre 1900 et 1981, pour l'océan mondial en des carreaux de 1° de longitude par 1° de latitude.

Grâce au programme TOGA, un effort considérable d'observation le long du méridien 165°E (20°S-10°N), nous a permis de disposer d'une quantité de données océanographiques appréciable. De plus, au cours de la période d'observation, nous avons eu la chance de pouvoir observer plusieurs situations climatiques types liées à l'oscillation australe (El Niño, La Niña). Il nous est apparu judicieux d'estimer, grâce à ces données, qualitativement et quantitativement l'erreur faite à la fois sur la topographie dynamique et sur les courants géostrophiques lorsqu'on utilise une relation climatologique fixée (T/S Levitus) et des observations de ces deux paramètres T et S.

Après une brève présentation de l'ORSTOM et du groupe SURTROPAC, nous décrivons les données utilisées dans un premier temps, et les conditions atmosphériques et océaniques dans le Pacifique Ouest avec le phénomène El Niño, dans un deuxième temps; nous étudierons ensuite la topographie dynamique à 165°E entre 1984 et 1992, puis les courants géostrophiques. Enfin, nous terminerons par une application à un autre type de données: les tirs XBT entre 1979 et 1993.

CHAPITRE 1 - PRESENTATION DE L'ORSTOM ET DU GROUPE SURTROPAC

1.1) L'ORSTOM dans le monde

L'ORSTOM (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération) est un établissement à caractère scientifique et technologique, placé sous la tutelle conjointe du Ministre de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et du Ministre de la Coopération.

Depuis près de cinquante ans, il conduit des recherches sur les milieux intertropicaux qui sont devenues des références internationales.

La mission essentielle de l'ORSTOM est de contribuer à la connaissance scientifique et la mise en valeur des milieux physiques, biologiques et humains de la zone d'investigation, à travers des programmes pluridisciplinaires, articulés autour de quatre axes prioritaires:

- Environnement et grands écosystèmes océaniques, aquatiques et terrestre.
- Agriculture en milieux tropicaux fragiles.
- Environnement et santé.
- Hommes et sociétés en mutation.

L'ORSTOM est présent dans quarante implantations réparties dans une trentaine de pays (Afrique, Amérique, Asie et Océanie) et a pour tâche de travailler en partenariat avec les institutions des pays dans lesquels il intervient.

1.2) L'ORSTOM en Nouvelle Calédonie

Le centre ORSTOM de Nouméa a été créé le 2 Août 1946 sous l'appellation d'Institut Français d'Océanie (I.F.O.), nom qu'il gardera jusqu'en 1964.

Les premiers travaux réalisés à l'IFO ont été orientés vers l'inventaire des milieux physiques, biologiques et humains, marins et terrestres, en Nouvelle Calédonie d'une façon constante, dans les territoires de Wallis et Futuna, des Nouvelles Hébrides (Vanuatu) et de Polynésie Française d'une façon plus ponctuelle.

Sept commissions sont représentées au centre ORSTOM de Nouméa:

- Géologie et Géophysique.
- Hydrologie, pédologie.
- Hydrobiologie et océanographie
- Sciences du monde végétal.
- Sciences biologiques et biochimiques appliquées à l'Homme.

- Sciences sociales.
- Sciences de l'ingénierie et de la communication.

Ces sept commissions regroupent pas moins d'une vingtaine de programmes scientifiques.

1.3) Le groupe SURTROPAC

Le groupe SURTROPAC ("SURveillance TransOcéanique Pacifique") représente depuis plus de 25 ans le laboratoire d'océanographie physique du centre ORSTOM de Nouméa. L'objectif principal du groupe SURTROPAC est d'améliorer la compréhension des mécanismes océaniques régissant les anomalies climatiques, soit:

- Déterminer le niveau de prédictibilité du système océans tropicaux-atmosphère global, c'est-à-dire dans quelle mesure la connaissance des variations des océans tropicaux permet la prédiction des évolutions climatiques de la planète, aux échelles de temps de quelques mois à quelques années.

- Etudier la possibilité de modéliser le système couplé océan-atmosphère, pour prédire ses variations;

- Fournir les connaissances scientifiques permettant d'améliorer les réseaux de collecte et de transmission des données, en vue de l'utilisation opérationnelle des modèles pour la prédiction effective du climat.

Le groupe SURTROPAC s'est totalement consacré au programme COARE (Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) en 1992 (Période intensive du programme TOGA). Ayant acquis une compétence reconnue quant à la compréhension des changements hydrologiques et courantologiques observés dans le Pacifique tropical, ce groupe de recherche s'attache à déterminer, dans le Pacifique ouest:

- Les structures spatio-temporelles des températures et salinités de surface.

- Les processus qui contribuent à la variabilité de ces deux paramètres sur des échelles de temps de quelques mois à quelques années.

- Les processus de mélange de chaleur, de sel et de quantité de mouvement.

- Les processus d'action à distance qui affecte les couches supérieures et vice versa.

- Les flux nets de masse, de chaleur et de sel à travers le réservoir d'eaux chaudes baptisé "Warm pool".

Ce groupe participe dans ce cadre au programme TOGA.

CHAPITRE 2 - DONNEES UTILISEES

L'ensemble des données que nous allons utiliser par la suite, proviennent de 39 sections océanographiques principalement le long du méridien 165°E (Figure 1) et s'inscrivent dans le cadre du programme de recherche international TOGA (Table 1), Cette série de 39 sections a commencé par une campagne du groupe SURTROPAC (SURveillance TRansOcéanique du PACifique) du centre ORSTOM de Nouméa en Janvier 1984, soit un an avant le début du programme TOGA, et s'est terminée en Août 1992 par la campagne SURTROPAC 17. Au total, le groupe SURTROPAC a effectué 17 campagnes semi-annuelles autour du mois de Janvier et du mois de Juillet de chaque année. Les autres laboratoires ayant effectué des mesures océanographiques répétées le long du 165°E sont:

- a) l'Institut Océanographique Woods Hole (WHOI) et l'Administration Océanique gouvernementale (SOA) pour le programme conjoint US-PRC (U.S.-People's Republic of China) sur l'étude des interactions air-atmosphère dans le Pacifique Tropical Ouest,
- b) le Centre de Science et Technologie Marine Japonais (JAMSTEC) avec la campagne JENEX1,
- c) l'Institut Océanographique Scripps (SIO) et l'Institut de Géophysique appliquée (IAG) avec la campagne SAGA2,
- d) le Laboratoire de l'Océanographie Dynamique et Climatologique (LODYC) de l'Université Paris VI avec la campagne ALIZE2 et
- e) le groupe PROPPAC (Production Pélagique dans le Pacifique) appartenant également au centre ORSTOM de Nouméa et qui a réalisé campagnes (PROPPAC 1 à 4).

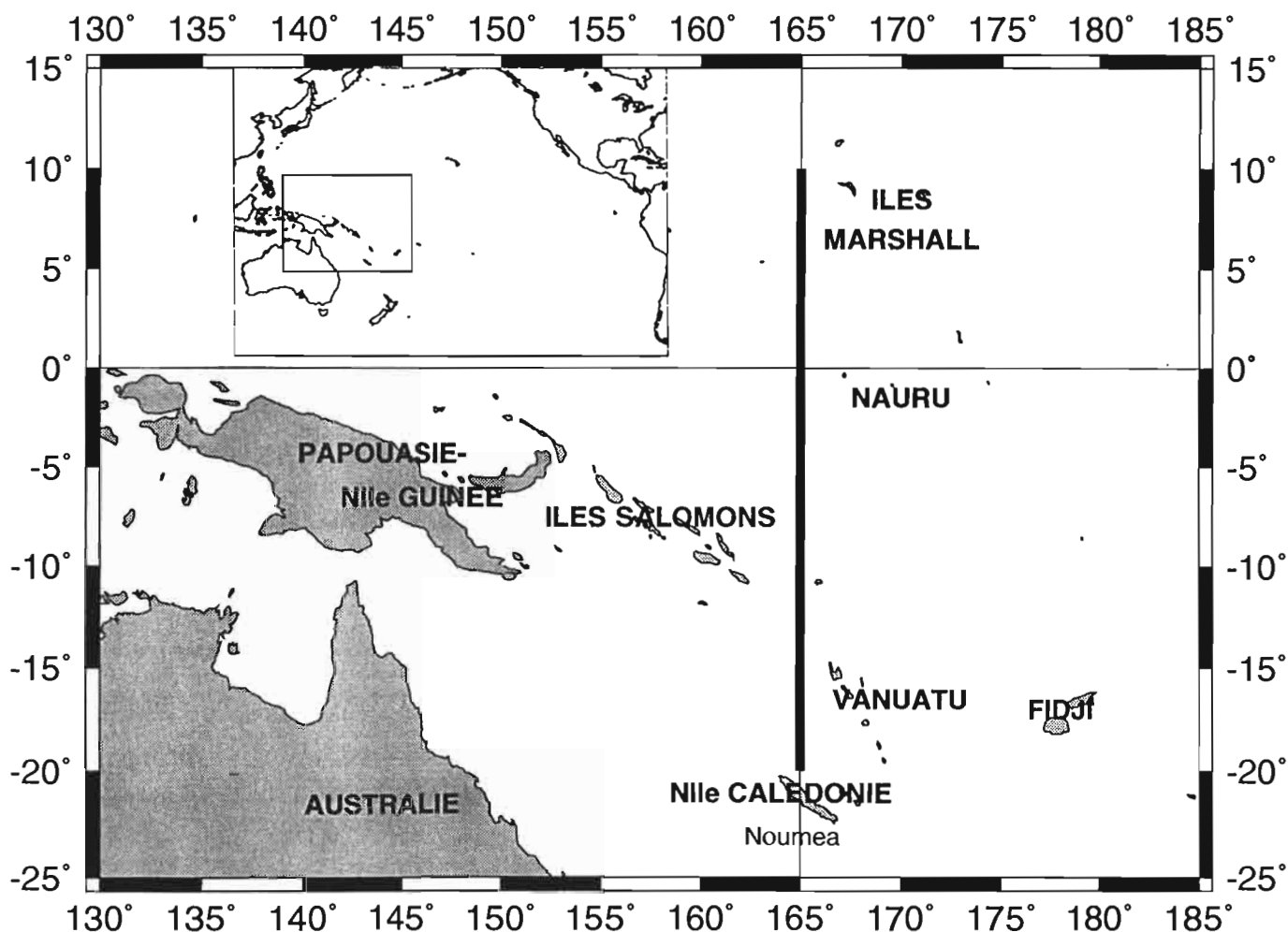


Figure 1 - Localisation du méridien 165°E dans le Pacifique.

| # | CAMPAGNES | ORIGINE | DATES | LATITUDES | INSTRUM. |
|----|------------------|----------|--------------------------|-------------|-----------|
| 1 | SURTROPAC 1 | ORSTOM | Jan. 10-20, 1984 | 20°S-7°N | STD, PCM |
| 2 | SURTROPAC 2 | ORSTOM | Août 5-15, 1984 | 20°S-6°40'N | STD, PCM |
| 3 | SURTROPAC 3 | ORSTOM | Jan. 9-21, 1985 | 20°S-10°N | STD, PCM |
| 4 | SURTROPAC 4 | ORSTOM | Juin 28 à Juil. 9, 1985 | 20°S-8°N | STD, PCM |
| 5 | SURTROPAC 5 | ORSTOM | Jan. 10-26, 1986 | 20°S-10°N | STD, PCM |
| 6 | US-PRC 1 | WHOI-SOA | Jan. 30 à Fevr. 5, 1986 | 10°N-6°S | CTD |
| 7 | SURTROPAC 6 | ORSTOM | Juin 17-27, 1986 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 8 | US-PRC2 | WHOI-SOA | Dec. 8-16, 1986 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 9 | SURTROPAC 7 | ORSTOM | Jan. 10-21, 1987 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 10 | JENEX 1 | JAMSTEC | Fevr. 1-4, 1987 | 5°N-5°S | CTD |
| 11 | SAGA 2 | SIO-IAG | Mai 23 à Juin 3, 1987 | 10°N-19°S | CTD |
| 12 | SURTROPAC 8 | ORSTOM | Juillet 2-21, 1987 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 13 | TEW3 | PMEL | Juillet 20-26, 1987 | 5°S-8°N | CTD, ADCP |
| 14 | PROPPAC 1 | ORSTOM | Sept. 9-20, 1987 | 20°S-6°N | CTD, PCM |
| 15 | US-PRC3 | WHOI-SOA | Oct. 13-22, 1987 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 16 | SURTROPAC 9 | ORSTOM | Jan. 16-28, 1988 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 17 | PROPPAC 2 | ORSTOM | Mars 28 à Avril 8, 1988 | 20°S-6°N | CTD, PCM |
| 18 | US-PRC4 | WHOI-SOA | Mai 15-23, 1988 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 19 | SURTROPAC 10 | ORSTOM | Juin 14-27, 1988 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 20 | PROPPAC 3 | ORSTOM | Sept. 11-22, 1988 | 14°S-6°N | CTD, PCM |
| 21 | US-PRC5 | WHOI-SOA | Nov. 8-17, 1988 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 22 | SURTROPAC 11 | ORSTOM | Jan. 6-31, 1989 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 23 | US-PRC6 | WHOI-SOA | Mai 14-23, 1989 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 24 | SURTROPAC 12- SN | ORSTOM | Juin 28 à Juil. 13, 1989 | 20°S-10°N | CTD, PCM |
| 25 | SURTROPAC 12- NS | ORSTOM | Juillet 18-23, 1989 | 2°N-10°S | CTD, PCM |
| 26 | PROPPAC 4 | ORSTOM | Oct. 30 à Nov. 4, 1989 | 20°S-5°S | CTD |
| 27 | US-PRC7 | WHOI-SOA | Nov. 12-20, 1989 | 10°N-10°S | CTD, ADCP |
| 28 | SURTROPAC 13- SN | ORSTOM | Dec. 7-10, 1989 | 20°S-4°N | CTD, PCM |
| 29 | SURTROPAC 13- NS | ORSTOM | Dec., 15-26, 1989 | 8°N-16°S | CTD, PCM |
| 30 | US-PRC8 | WHOI-SOA | Juin 24 à Juil. 3, 1990 | 10°S-10°N | CTD, ADCP |
| 31 | ALIZE 2 | LODYC | Fev. 27 à Mars 5, 1991 | 2.5°N-20°S | CTD, ADCP |
| 32 | SURTROPAC 14- SN | ORSTOM | Mars 12-22, 1991 | 20°S-8°N | CTD, ADCP |
| 33 | SURTROPAC 14- NS | ORSTOM | Mars 26 à Avril 4, 1991 | 8°N-20°S | ADCP |
| 34 | SURTROPAC 15- SN | ORSTOM | Juil 19-28, 1991 | 20°S-10°N | CTD, ADCP |
| 35 | SURTROPAC 15- NS | ORSTOM | Août 1-14, 1991 | 8°N-20°S | CTD, ADCP |
| 36 | SURTROPAC 16- SN | ORSTOM | Jan. 19-30, 1992 | 20°S-10°N | CTD, ADCP |
| 37 | SURTROPAC 16- NS | ORSTOM | Fev. 4-13, 1992 | 8°N-13°S | CTD, ADCP |
| 38 | SURTROPAC 17- SN | ORSTOM | Août 6-16, 1992 | 20°S-8°N | CTD, ADCP |
| 39 | SURTROPAC 17- NS | ORSTOM | Août 19-31, 1992 | 8°N-20°S | CTD, ADCP |

Table 1: Campagnes océanographiques proche du 165°E pour la période 1984-92 (ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler; CTD: Conductivity-Temperature-Depth; PCM: Profiling Current Meter et STD: Salinity-Temperature-Depth)

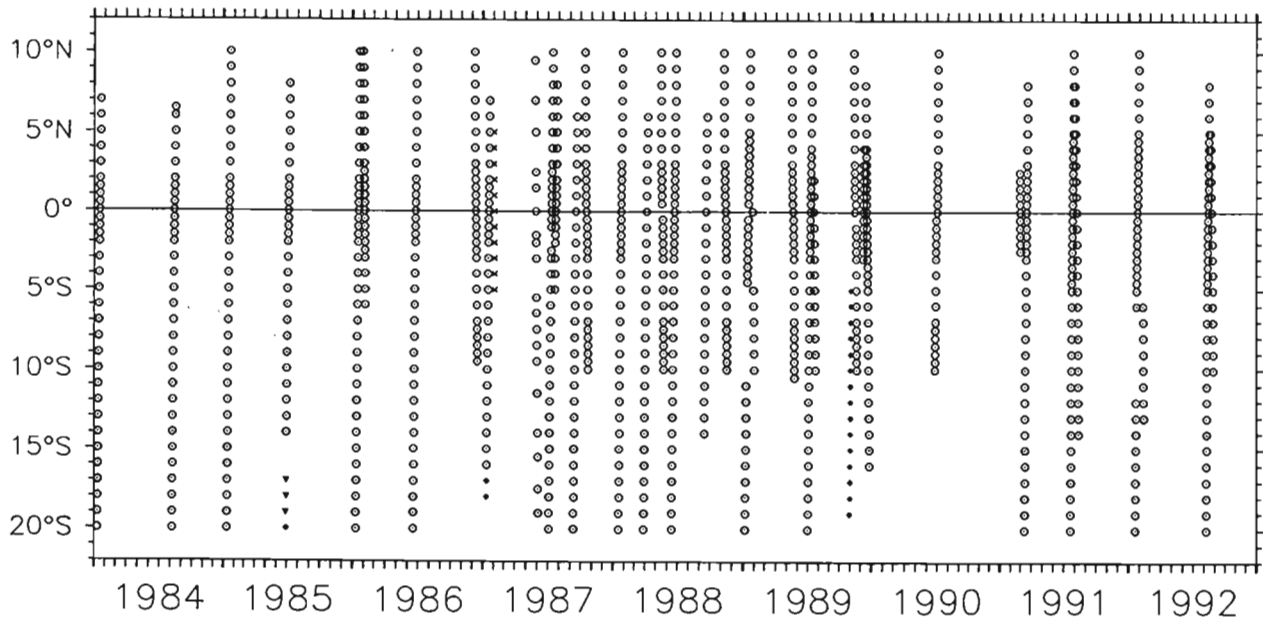


Figure 2 - Position temps-latitude des stations hydrologiques où a été mesuré la température et la salinité (de 0 à 250,300 ou400 m: • , de 0 à 500 m: x, de 0 à 600 m: ▽ et de 0 à 1000 m: ◉)

Chaque campagne a permis d'obtenir des profils verticaux de température, de salinité, et des courants a des endroits sélectionnés que l'on appellera par la suite stations hydrologiques, compris entre 20°S et 10°N (cf. figure 2), à l'exception des campagnes US-PRC1, JENEX1, SAGA2 et PROPPAC4 qui n'ont pas mesuré la vitesse et la section retour de la campagne SURTROPAC 14 (SURTROPAC14-NS) qui elle n'a mesuré que la vitesse.

2.1) Température et salinité

Les mesures de température et de salinité ont été obtenues par l'intermédiaire d'une sonde STD (Salinity-Temperature-Depth) pour les 5 premières campagnes (n°:1 à 5 de la Table 1) puis par une sonde CTD (Conductivity-Temperature-Depth) pour les campagnes suivantes. Pour chaque station hydrologique, la température et la salinité ont été mesurées en continu jusqu'à une profondeur minimum de 1000 m, excepté pour certaines stations où la profondeur maximum atteinte est comprise entre 250 m et 600 m (cf figure 2).

La sonde STD Bisset-Bermann fournissait, lors de sa descente à une vitesse voisine de 0.5 à 1 ms^{-1} , des valeurs continues de profondeur, température et salinité. Les profondeurs et salinités étaient calculées dans la sonde à partir des valeurs mesurées de pression, température et conductivité; le signal était ensuite échantillonné toutes les secondes. Des pics de salinité, dus aux constantes de temps différentes des capteurs de température et conductivité étaient corrigées manuellement. Les profils obtenus étaient réduits pour archivage par la méthode des points d'inflexion, retenant au maximum 128 niveaux. Les capteurs de pression et température étaient étalonnés au laboratoire avant chaque campagne, les valeurs de salinité étaient comparées à celles obtenues à partir de 12 échantillons prélevés par bouteilles à l'aide de Rosette. Les corrections nécessaires étaient effectuées lorsqu'un décalage systématique de plus de 0.01 usp (unité de salinité pratique) apparaissait dans un profil. Les précisions moyennes obtenues sont estimées à 3m en profondeur, 0.01°C en température et 0.01 usp en salinité.

Les données fournies par la sonde CTD ont eu pratiquement le même traitement que pour la sonde STD. En ce qui concerne la salinité, celle-ci était calculée à partir de la pression, de la

température et de la conductivité par un algorithme déduit de la formule de salinité pratique UNESCO 1978. Avec cette sonde, les précisions estimées sont meilleures que pour la sonde STD, de l'ordre de 1dbar en pression, 0.005°C en température et 0.005 usp en salinité.

Les températures et salinités ainsi mesurées, et si nécessaire corrigées, ont été moyennées tous les 5 dbar. Pour chaque campagne, le point de surface est le résultat de la moyenne 0-5 dbar.

2.2) Vitesses horizontales

Les vitesses horizontales ont été mesurées soit par un PCM (Profiling Current Meter) soit par un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (voir Table 1). Pour ce qui est du PCM, un courantomètre muni d'un flotteur, descendait à faible vitesse ($=0.1 \text{ ms}^{-1}$) le long d'un câble long de 600 m suspendu sous une bouée en dérive. Un second courantomètre était placé à l'extrémité inférieure du câble et fournissait la dérive moyenne du système qui fut soustraite des valeurs mesurées par le profileur. Le profil obtenu est donc relatif au courant à environ 600 m, cependant il donne une très bonne idée du profil réel vu la faiblesse des courants supposés à 600 m. Direction et vitesse étaient échantillonnées toutes les 30 secondes (environ 3 m). Le système mettant plusieurs minutes à se stabiliser verticalement après la mise à l'eau, les valeurs obtenues de 0 à 20 m sont souvent surestimées bien que le début de descente du courantomètre fut retardé à l'aide d'une pinoche conique débloquée à partir du bateau ou en attendant la fonte d'un bloc de glace fixé sous la bouée. Les vitesses et directions sur l'ensemble du profil étaient corrigées manuellement et celles trouvées aberrantes étaient éliminées. Un filtre a permis de supprimer les fluctuations rapides. Les composantes zonales et méridiennes du courant étaient ensuite calculées et interpolées tous les 5dbar. La précision est de l'ordre de 10 cms^{-1} .

Pour l'ADCP, les caractéristiques de l'acquisition des données étaient les suivantes, en tous cas pour les campagnes de l'ORSTOM: taille d'échantillonnage et d'impulsion 8 m, intervalle de silence 4 m, tête d'émission immergée à 4 m. Les profils étaient moyennés sur 5 minutes soit environ 300 profils par ensemble. Dans ces conditions, l'erreur aléatoire théorique sur la vitesse restait de l'ordre de 1 cms^{-1} , la première mesure centrée à 16 m, et la portée pratique de 300-400 m. Le profileur était interfacé au gyroscope du navire par une liaison mixte pas à pas/synchro. Les données ont été acquises à partir d'un logiciel d'acquisition de données (DAS v.2.48 de RDI) et traitées à l'aide d'un logiciel mis au point à l'Université d'Hawai (CODAS3 v.3) (pour plus de détail cf Delcroix et Eldin 1995).

Une comparaison entre les données obtenues par les deux méthodes (PCM et ADCP) montrent une bonne correspondance (Delcroix, Masia et Eldin, 1992).

2.3) Format final des données

Les données de température, de salinité et de vitesses horizontales obtenues à partir des 39 sections faites le long du 165°E, ont été placées après traitement dans une grille 3D dans 4 fichiers binaires T165E.bin, S165E.bin, U165E.bin et V165E.bin. Les 4 grilles se présentent sous la forme suivante: $g(i,j,k)$ avec "k" compris entre 1 et 39 pour les 39 sections, "i" compris entre 1 et 61 correspondant aux latitudes de -20 à +10 échelonnées tous les demi degrés, et "j" compris entre 1 et 203 avec de 1 à 201 les profondeurs de 0 à 1000 m échelonnées tous les 5 dbar, en 202, la latitude exacte de la station, et en 203, la date de la station en jours Julien par rapport au 1^{er} janvier 1984. A noter que si il n'y a pas eu de mesure de faite à telle latitude ou à telle profondeur, $g(i,j,k)$ prend la valeur "amiss"= $1E35$. Au total, on compte 1057 stations hydrologiques ayant mesuré à la fois la température et la salinité.

CHAPITRE 3 - LES CONDITIONS ATMOSPHERIQUES ET OCEANIQUES DANS LE PACIFIQUE TROPICAL ET LE PHENOMENE EL NIÑO

3.1) La circulation atmosphérique moyenne

La zone intertropicale du Pacifique est caractérisée par le régime des alizés, vents de secteur est dont les intensités sont maximales vers 15°N et 15°S. Entre ces deux latitudes, les variations saisonnières des Alizés de sud-est dans le Pacifique Sud et de nord-est dans le Pacifique Nord, sont en opposition de phase. Il existe sur le Pacifique deux grandes zones de convections nuageuses (ZITC et ZCPS) que l'on peut voir sur la figure 3 et qui sont caractérisées par un maximum de convergence des vents et un minimum en module.

La Zone Inter Tropicale de Convergence (ZITC) situé dans l'hémisphère nord, est le lieu de convergence des 2 systèmes d'alizés, et sa position moyenne correspond approximativement avec la zone de maximum de pluie moyenne annuelle. Il est à remarquer que la ZITC ayant une faible extension latitudinale, une faible variation de sa position d'une année sur l'autre entraîne un régime de pluies radicalement différent en certaines régions. La ZITC migre de façon saisonnière; elle se trouve au voisinage de l'équateur vers mars-avril et vers 12°N vers août-septembre. Les alizés atteignent leur maximum de vitesse à 15°N et 15°S, mais à l'intérieur de cette zone, les variations au sud et au nord de l'équateur sont déphasées et dépendent de la position de la ZITC. Ainsi, en automne boréal, quand la ZITC est dans sa position la plus au nord, les alizés de sud-est sont les plus intenses à l'équateur; mais au printemps, quand elle est proche de l'équateur, ils sont faibles alors que ceux de nord-est sont intenses.

L'autre zone de convection est la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) d'orientation NNW-SSE. Elle s'étend de la Papouasie-Nouvelle Guinée à Tahiti. C'est une zone de conflits entre l'air tropical chaud et l'air subtropical frais. Son mouvement saisonnier se traduit par un déplacement de sa partie ouest centrée vers 10°S sur l'Australie en février et vers l'équateur en août.

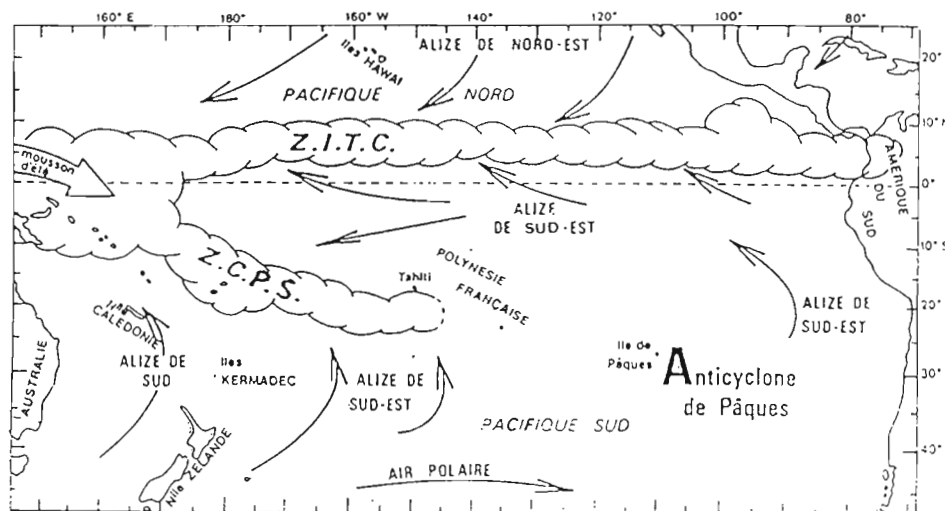


Figure 3 - Situation climatique moyenne (Porte, 1992)

3.2) Les courants moyens dans le Pacifique tropical

Les courants de surface marins dans l'océan Pacifique inter-tropical sont (cf. figure 4):

-le Courant Equatorial Nord (CEN):

Il s'étend au nord de 10°N, porte à l'ouest et est relativement faible (de l'ordre de 10 cms^{-1})

-le Contre Courant Equatorial Nord (CCEN)

Il s'étend entre 3°N et 10°N, porte à l'est (contre les Alizés). C'est un courant intense et étroit (de l'ordre de 50 cms^{-1}).

-le Courant Equatorial Sud (CES)

C'est le prolongement du courant froid du Pérou, s'écoulant vers l'ouest. Il est composé de deux branches: une branche équatoriale (centrée sur 2°S, entre 3°N et 9°S, avec des vitesses moyennes de 30 cms^{-1}), et une plus au sud (entre 11°S et 14°S), présentant de faibles vitesses (vitesses moyennes inférieures à 10 cms^{-1})

-le Contre Courant Equatorial Sud (CCES)

C'est un courant très étroit qui s'écoule vers l'est entre 9°S et 14°S. Il est surtout présent à l'ouest de la ligne de changement de date où la ZCPS est marquée; à l'est, il est plutôt sporadique.

En sub-surface, on trouve (cf. figure 17a):

-le Sous-Courant Equatorial (SCE)

C'est un courant de sub-surface, également appelé Courant de Cromwell. Son extension verticale est à peu près de 200m (entre 100 m et 300 m de profondeur). Son noyau se trouve sur l'équateur dans la thermocline. Le SCE porte à l'est, il est peu étendu en latitude (2°N-2°S) mais il est observé dans tout le Pacifique. Il serait lié à l'accumulation des eaux chaudes dans le Pacifique ouest sous l'action des alizés. Ce courant peut atteindre des vitesses maximales de 50 cms^{-1} .

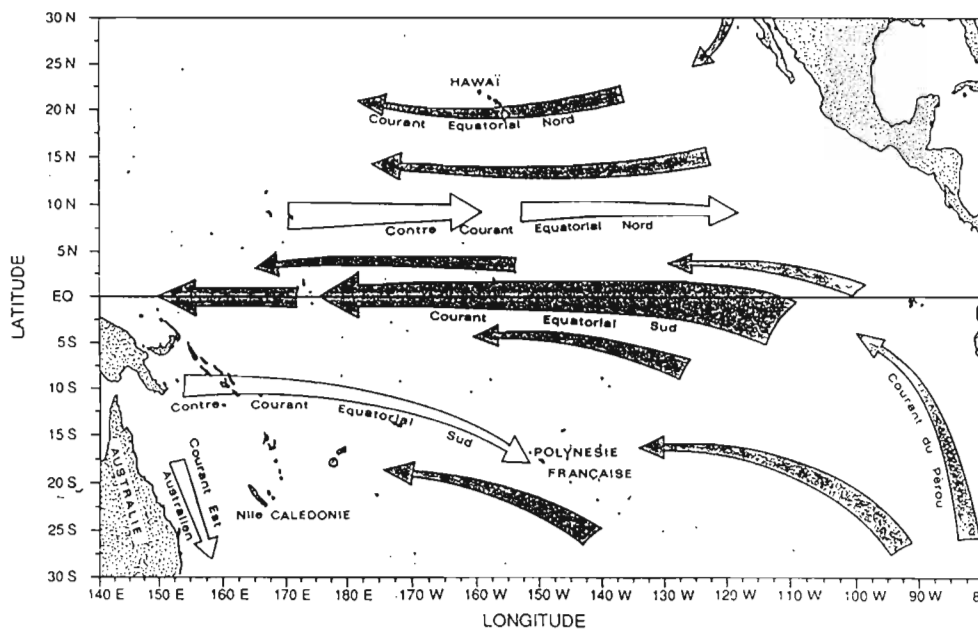


Figure 4 - Représentation de la circulation moyenne en surface dans le Pacifique tropical (Porte, 1992)

- les Contre-Courants de Sub-surface Nord et Sud (CCSN et CCSS)

Ceux sont les extensions profondes du SCE de part et d'autre de l'équateur, centrés sur 3°N et 3°S. Les vitesses maximales sont comprises entre 20 cms^{-1} et 30 cms^{-1} .

-le Courant Equatorial Intermédiaire (CEI)

Il se situe entre les deux extensions profondes du Courant de Cromwell, entre 300 et 500 m et entre 2°S et 2°N. On a observé sur 6 campagnes des vitesses comprises entre 5 et 20 cms^{-1} vers l'ouest.

Par advection d'eau plus ou moins chaude et plus ou moins salée, les courants vont modifier les conditions océaniques de surface (température et salinité). Le CES entraîne une accumulation d'eau chaude à l'ouest. Le niveau des eaux s'élève dans ces régions (la différence de niveau des eaux entre le Pacifique ouest et les côtes d'Amérique centrale est d'environ 40 cm). Les eaux sont soumises à l'action des alizés et déviées vers la droite du vent dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Il en résulte sur l'équateur une divergence des eaux de surface. Un upwelling (remontée compensatoire d'eaux de sub-surface plus froides) tend à abaisser les températures de surface et également à élever la salinité de surface.

3.3) Distribution moyennes des structures thermiques de l'océan Pacifique:

La zone océanique du Pacifique équatorial ouest, est considérée comme la plus importante source chaude du système climatique planétaire. C'est dans la partie ouest du Pacifique entre 10°N et 20°S, et centrée vers 170°E, que se situe la zone de températures de l'océan les plus élevées (températures de surface supérieures à 28°C): la "Warm pool". Sa position varie selon les saisons et sa profondeur peut varier de 60 à 100 m. Les eaux chaudes qui alimentent la warm pool proviennent des deux anticyclones subtropicaux, et sont transportées en majeure partie par le Courant Equatorial Sud (CES). Les contre-courants équatoriaux nord et sud redistribuent une partie de ces eaux vers l'est du Pacifique et les courants des bords ouest de l'océan les transportent vers les pôles.

La répartition de la température de surface (SST), reflète les gradients thermiques de sub-surface. On peut voir (cf. figure 5, Colin et al. 1971) que la pente de la thermocline (mince couche limite qui sépare les eaux chaudes homogènes et voisines de la surface des eaux froides des couches inférieures) est quasiment nulle dans le Pacifique ouest, que la thermocline remonte dans le Pacifique central, et sa pente décroît dans le Pacifique est. Dans la partie ouest du bassin, la thermocline est à 150 m alors qu'elle n'est qu'à 50 m dans la partie est.

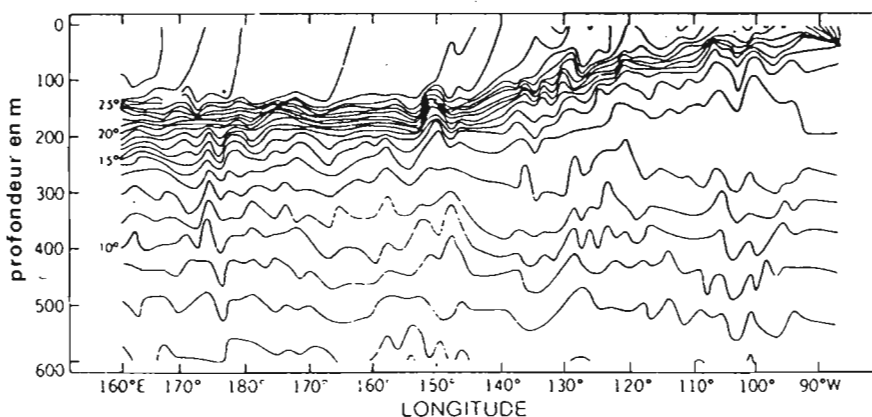


Figure 5 - Coupe longitudinale de la température en fonction de la profondeur à l'Equateur en 1963 (Colin et al. 1971).

3.4) Le phénomène El Niño

El Niño ("l'enfant Jésus") est un phénomène bien connu des pêcheurs péruviens, qui l'ont baptisé ainsi car il apparaît généralement vers l'époque de Noël, et fait fuir les anchois qui constituent leur principale ressource. Des eaux venues de l'ouest relativement chaudes et pauvres en matière vivante, issues de la warm pool, qui remplacent normalement pendant le mois de décembre ou de janvier les eaux froides et très riches baignant habituellement la côte du Pérou et de l'équateur, persistent au cours des Niños pendant un an ou même 18 mois. Le Niño le plus catastrophique du siècle s'est produit en 1982-83. Les conséquences impressionnantes ne se limitèrent nullement aux côtes péruviennes. Tempêtes de sable et incendies de brousse se sont abattus sur l'Australie, qui a subi la sécheresse la plus importante depuis deux siècles. L'eau a fait aussi cruellement défaut en Bolivie et au Sud du Pérou. En Colombie, en Equateur et dans le nord du Pérou, en revanche des pluies diluviennes ont entraîné des inondations catastrophiques. Enfin des tempêtes ont causé des dégâts sans précédent sur la côte occidentale des Etats-Unis. Dans certain cas, le phénomène El Niño est suivi du phénomène inverse baptisé La Niña. Il est caractérisé par un recul des eaux chaudes de surface du Pacifique tropical vers l'ouest, par rapport à la normale. L'infrastructure économique et sociale de la majorité des pays touchés par El Niño est trop fragile pour supporter de telles perturbations. La prédiction de l'arrivée de ce phénomène devient donc indispensable pour tenter de minimiser ces effets. Cette prédiction passe par une observation continue des paramètres physiques de l'océan, que sont la température et la salinité.

L'Oscillation Australe est la contre partie atmosphérique d'El Niño. Elle est liée à la variabilité du régime des vents et est ainsi caractérisée par une variation temporelle du gradient de pression entre le Pacifique ouest, lieu de basses pressions et le Pacifique est, lieu de hautes pressions. Ainsi ce phénomène climatique global se dénomme "El Niño-Oscillation Australe" (ENSO). Pour suivre les périodes d'El Niño et de La Niña, il fut défini un indice appelé Indice d'Oscillation Australe (SOI pour Southern Oscillation Index) lié à la différence des anomalies de pression entre Tahiti et Darwin (au nord de l'Australie). Cette indice est négatif lors des périodes El Niño (cf. figure 6- années 82 et 83) et positif lors des périodes La Niña (années 88 et 89).

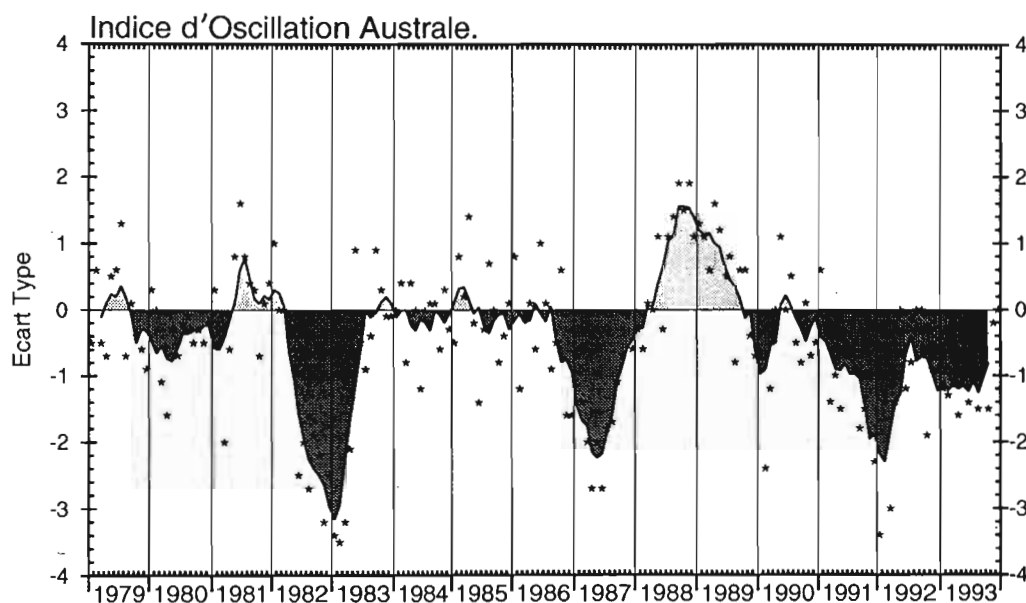


Figure 6 - Représentation des variations de l'Indice d'Oscillation Australe (fournie par le Climate Analysis Center (CAC) du département du commerce américain), les asterixs représentent les moyennes mensuelles, la courbe est obtenue par moyenne mobile sur 5 mois.

CHAPITRE 4 - LA TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE A 165°E

4.1) Méthode de calcul de la hauteur dynamique

Tout d'abord, il nous faut présenter une nouvelle unité de travail introduite pour des raisons pratiques par Bjerknes (1902) : le mètre dynamique. Le travail Γ nécessaire pour élever l'unité de masse de z mètres au-dessus d'une surface de niveau choisie comme référence est, en supposant g comme une constante (9.81 ms^{-2})

$$\Gamma = gz.$$

Le mètre dynamique noté $m.\text{dyn}$ est tel que pour une variation de hauteur de 1 mètre, la variation correspondante du travail soit sensiblement de 1 mètre dynamique, c'est-à-dire que $gh \approx 1$ mètre dynamique si $h = 1$ mètre géométrique. Comme $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$, Bjerknes a pris $1 m.\text{dyn} = 10 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ ($= 10 \text{ Jkg}^{-1}$). On désigne généralement par D le travail en mètres dynamiques. Ainsi:

$$D = \frac{gh}{10} = 0.981h \text{ et } \Gamma = 10.D$$

Et

$$dD = 0.981 dh$$

Le nombre exprimant la différence de profondeur géométrique en mètres est à 2% près égal au nombre exprimant la différence de potentiel en mètres dynamiques (c'est-à-dire la distance entre deux surfaces équipotentielles). Une fois cette nouvelle unité en notre possession, et en faisant l'hypothèse du champ de pression hydrostatique ($dp = \rho g dz$); par rapport à la pression atmosphérique, l'excès de pression à une certaine profondeur h , en mètres, sera égal en dbar à:

$$p = \int_0^h \frac{\rho g}{10} dz$$

(ρ en gramme par millilitre, dz en mètres et g en ms^{-2})
ainsi:

$$p_{\text{dbar}} = \int_0^D \rho \cdot dD_{m.\text{dyn}} \quad \text{et} \quad D_{m.\text{dyn}} = \int_0^p \alpha \cdot dp_{\text{dbar}}$$

($\alpha = \frac{1}{\rho}$ étant le volume spécifique "in situ")

La seconde équation permet de déterminer la profondeur dynamique à laquelle règne la pression p pourvu que l'on ait la loi $\alpha(p)$, qui diffère fort peu de $\alpha(z)$ si p est en dbar. En fait, on introduit très généralement en océanographie l'anomalie de distance dynamique entre deux isobares ou anomalie dynamique: la salinité est presque toujours voisine de 35‰ et si on prend cette salinité et la température 0°C comme références, on peut poser:

$$\alpha_{s,T,p} = \alpha_{35,0,p} + \varepsilon$$

et décomposer

$$D_2 - D_1 = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{s,T,p} dp = (D_2 - D_1)_{\text{ref}} + \Delta D$$

avec

$(D_2 - D_1)_{\text{ref}} = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp$ la distance dynamique standard de l'eau de référence entre les surfaces p_1 et p_2 .

$\Delta D = \int_{p_1}^{p_2} \epsilon dp$ l'anomalie dynamique entre surfaces isobares, par rapport à l'eau de référence (0°C et 35‰), c'est-à-dire la différence de hauteur dynamique d'eau réelle et d'eau de référence nécessaire pour "fabriquer" une telle différence de pression. Par la suite, nous appellerons par abus de langage cette anomalie dynamique, la **hauteur dynamique**, par exemple de la surface par rapport à l'isobare 1000 dbar.

4.2) Présentation des diagrammes T/S Levitus

Pour le calcul de la hauteur dynamique, nous venons de voir qu'il nous fallait le profil de température et le profil de salinité. Hors la plupart du temps, nous ne possédons en un point et à une date données que le profil de température $T(p)$ ou $T(z)$, notamment avec les sondes XBT (cf. chapitre 6). Il fallait donc trouver un moyen simple d'obtenir également le profil de salinité connaissant la température. Ceci fut rendu possible grâce à Levitus (1982) qui réalisa un Atlas Climatologique des Océans. Son travail a consisté à recueillir l'ensemble des profils de température et de salinité disponibles de 1900 à 1981 et de les moyenner par carreau de 1° de longitude par 1° de latitude. Les données Levitus fournissent les profils de température et de salinité de 0 à 1000 m échantillonnés en 19 profondeurs. A partir de ces données, on peut également obtenir le diagramme T/S moyen (cf. figure 7) et ainsi calculer le profil de salinité en supposant que la salinité ne peut varier indépendamment de la température. Nous verrons par la suite que cette hypothèse est relativement contraignante.

4.3) Présentation des diagrammes T/S TOGA-165°E

Avec les 39 sections faites de 1984 à 1992, nous avons à notre disposition une trentaine de profils de température et de salinité de 0 à 1000 m par degré de latitude à 165° . C'est ainsi que nous avons eu l'idée de faire comme l'avait fait Levitus, des profils T et S moyens sur la période 1984-92 et des diagrammes T/S moyens (cf. figure 7). Ces nouveaux diagrammes T/S, que nous appellerons par la suite T/S TOGA-165°E pour les différencier des T/S Levitus, représentent bien mieux la situation moyenne de la période 1984-92 que ne peuvent le faire les T/S Levitus. Levitus n'a utilisé que des données antérieures à 1981. Et tout laisse supposer que les T/S TOGA-165°E sont également des meilleurs T/S moyens toutes périodes confondu, étant donné le nombre et la qualité des mesures effectuées lors du programme TOGA. En effet les profils de température et de salinité des campagnes TOGA sont échantillonnés tous les 5 dbar soit en 201 profondeurs.

Pratiquement, pour réaliser ces diagrammes T/S TOGA-165°E à partir des données des 39 sections, nous avons utilisé le logiciel Contour+. Ce logiciel permet à partir des fichiers binaires T165E.bin et S165E.bin d'obtenir des contours de salinité en fonction de la latitude et de la température (cf. figure 8.a) ainsi qu'une grille sous forme d'un fichier binaire ayant le format

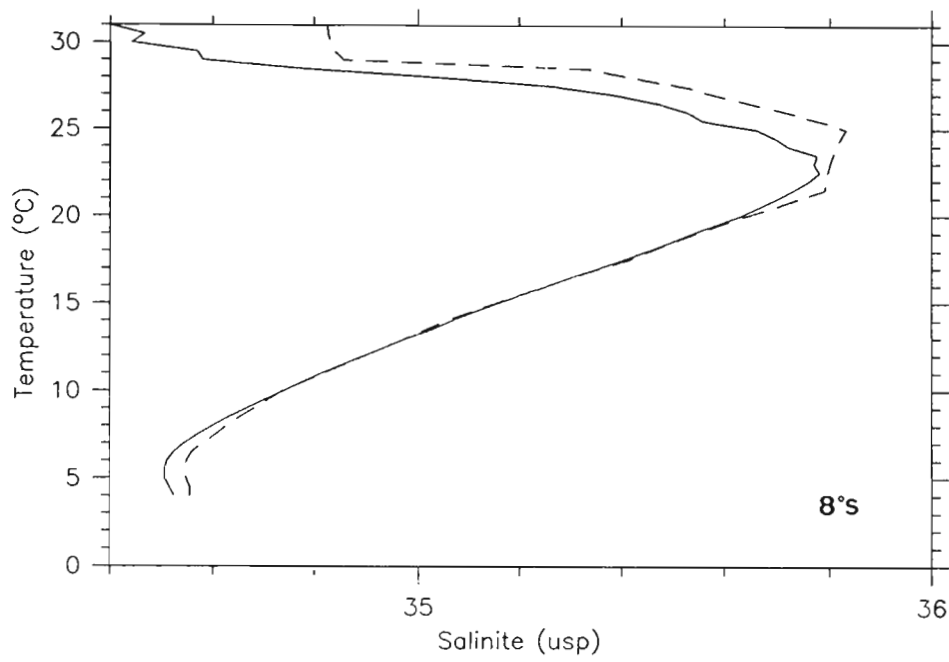
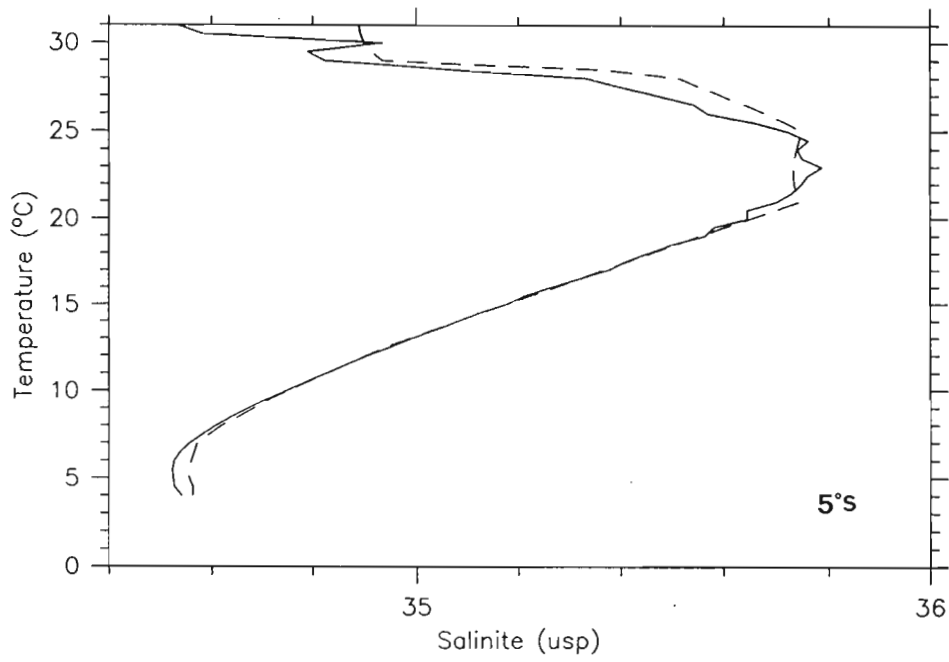


Figure 7 - Diagrammes T/S à 5°S (figure du haut) et à 8°S (figure du bas), à 165°E (en trait continu: T/S TOGA-165°E et en pointillé: T/S Levitus)

suivant: $g(i,j)$ la salinité, "i" variant de 1 à 31 pour la latitude échelonné tous les degrés, et "j" variant de 1 à 54 pour la température comprise entre 4°C et 31°C et échelonné tous les demi degrés Celsius. Le logiciel fait la moyenne arithmétique des données en entrée par carreau de grille. Cette technique permet de regrouper l'ensemble des diagrammes T/S à 165°E pour les latitudes comprises entre 20°S et 10°N en un seul diagramme (figure 8a). Ainsi, pour connaître la salinité moyenne sur la période 1984-92 d'une eau située à une latitude donnée et ayant telle température, il suffira d'aller chercher dans la grille la valeur de la salinité correspondante. Pour pouvoir mieux comparer les T/S TOGA-165°E au T/S Levitus, nous avons également appliqué cette technique aux données Levitus (cf. figure 8.b)

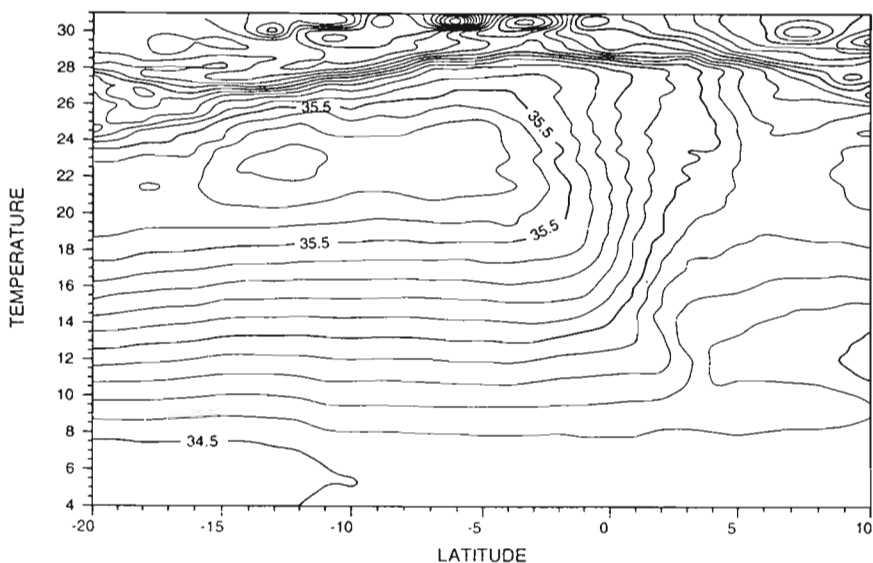


Figure 8a - Diagramme Latitude-Température de la salinité moyenne (1984-92) à 165°E

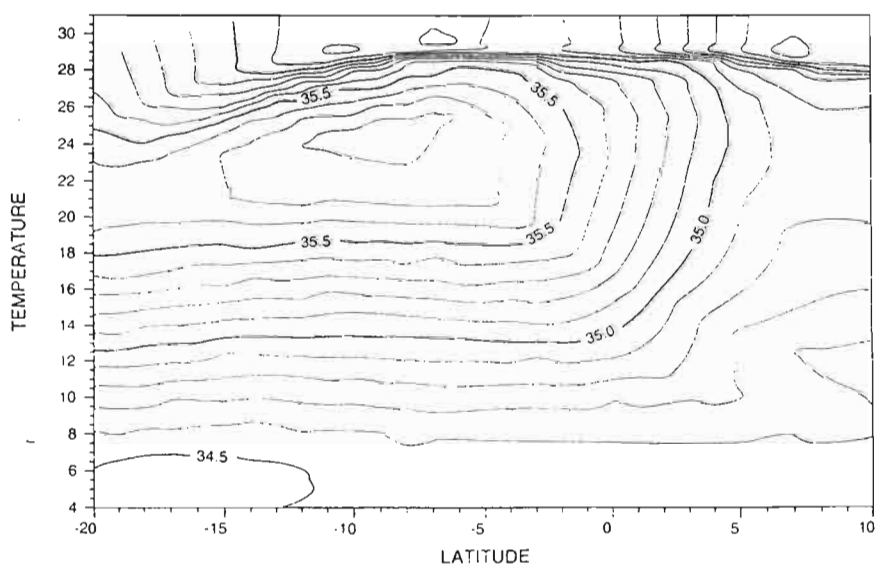


Figure 8b - Diagramme Latitude-Température de la salinité Levitus à 165°E.

4.4) Procédure de calcul de la hauteur dynamique

Nous avons à notre disposition quatre techniques différentes pour calculer la hauteur dynamique. En chaque station des 39 sections, nous pouvons utiliser:

- les profils T(z) et S(z) observés lors d'une station,
- le profil T(z) observé et la relation T/S Levitus,
- le profil T(z) observé et la relation T/S TOGA-165°E, et
- les profils T(z) et S(z) historiques Levitus.

Le but de ce stage est dans une première partie d'évaluer l'erreur que l'on peut faire sur le calcul de la hauteur dynamique par l'intermédiaire d'une relation T/S (Levitus ou TOGA-165°E), sachant que le calcul de la hauteur dynamique avec les profils de température et de salinité donne la vraie hauteur dynamique. On cherche donc à déterminer l'erreur que l'on fait lorsque l'on rend la salinité entièrement dépendante de la température. Cette dépendance pouvant elle aussi être source d'erreurs.

Le calcul de la hauteur dynamique pour chaque station, nécessite de calculer la différence $\varepsilon = \alpha_{s,T,p} - \alpha_{35,0,p}$ entre chaque isobare à partir de nos profils de température et de salinité échelonnés tous les 5 dbar. Le programme FORTRAN qui calcule la hauteur dynamique pour l'ensemble des stations, par les quatre méthodes, se dénomme *hdyn165E.f* (cf. annexes). Il utilise la subroutine *ro80* qui effectue le calcul de la densité par l'équation d'état internationale de l'eau de mer, (UNESCO 1980), mais aussi deux sous-routines de calcul de la hauteur dynamique *hdy80* et *hdylev* (cf. annexes) mises au point par G.Eldin. La première calcule la hauteur dynamique dans le cas classique où l'on possède le profil de température et de salinité. La deuxième, calcule la hauteur dynamique dans le cas particulier où l'on ne possède que le profil de température. La salinité est alors calculée à partir de la base de données Levitus connaissant la température, la longitude et la latitude de la station. Le programme *hdyn165E.f* crée alors un fichier ascii *hdyn165E.dat* contenant la date de la station, sa latitude, la hauteur dynamique T,S, la hauteur dynamique T,T/S Levitus et la hauteur dynamique T,T/S TOGA-165°E. Pour la hauteur dynamique T Levitus, S Levitus, il suffit d'aller chercher directement dans la base de données Levitus, la hauteur dynamique déjà calculée pour chaque carré de 1° de longitude et de 1° de latitude. Celle-ci représente la hauteur dynamique moyenne obtenue avec les données disponibles couvrant la période 1900-81.

A noter que le calcul de la hauteur dynamique se fait entre deux isobares. Pour obtenir celle-ci à la surface par rapport à une isobare de référence, il faut donc sommer les hauteurs dynamiques calculées tous les 5 dbar. Pour le choix de la référence, nous avons choisi l'isobare 1000 dbar. C'est la profondeur atteinte par la majorité des stations. Sur les 1057 stations, seulement 33 stations n'atteignent pas la profondeur de référence, soit 3,1% des stations. Cependant, on peut voir sur la figure 2, que les stations éliminées, n'ont pas des positions temps-latitude fondamentales. A partir d'une bouée ATLAS mouillée en 2°S-164,4°E on a constaté que l'écart type de la hauteur dynamique entre 1000 dbar et le fond (4400 m) est inférieure à 0.7 cm.dyn sur une période de 3 mois échantillonnée tous les 5 minutes (cf Picaut et al.,1995).

4.5) Hauteur dynamique moyenne, 1984-92

Pour le calcul de la hauteur dynamique moyenne sur la période 1984-92, on traite le fichier *hdyn165E.dat* par l'intermédiaire du programme *hdynmoyen.f*. Celui-ci effectue la moyenne par demi-degré de latitude du résultat des trois premières techniques de calcul de la hauteur dynamique et en se limitant aux latitudes ayant plus de 8 stations pendant la période étudiée. La hauteur dynamique obtenue à partir de la base de données Levitus, est déjà moyennée mais par contre, comme on l'a vu précédemment, elle n'englobe pas la même période. Cependant, elle est relativement intéressante car jusqu'à maintenant, elle a servi de référence à de nombreux travaux scientifiques. Les résultats obtenus ont été regroupés sur la figure 9.

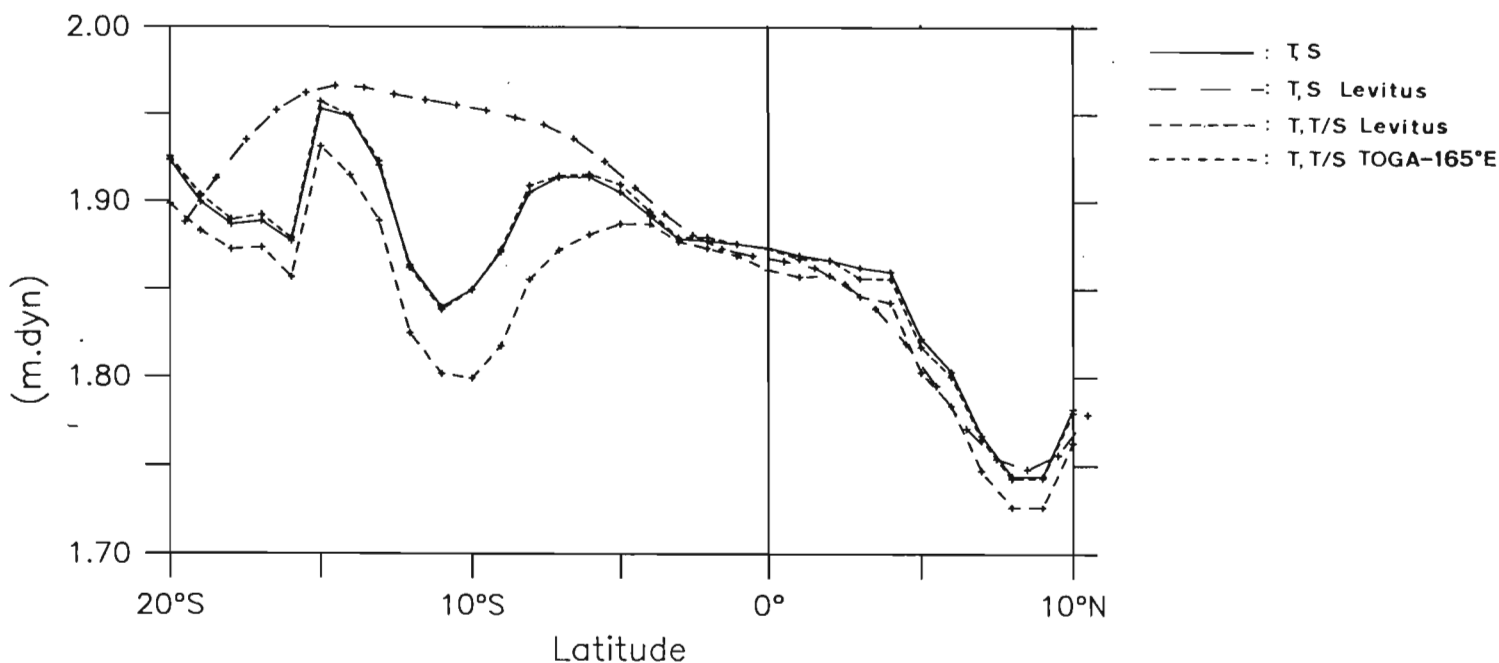


Figure 9 - Hauteurs dynamiques moyennes, 0/1000dbar à 165°E
(en trait continu: avec T et S; en tiret large avec T et S Levitus; en tiret, avec T et T/S Levitus et en pointillé avec T et T/S TOGA-165°E).

Tout d'abord, on note que les quatre hauteurs dynamiques sont comprises entre 1.72 m.dyn et 1.97 m.dyn, le relief de la surface de la mer en 165°E et pour des latitudes comprises entre 20°S et 10°N, est donc relativement plat. Cependant, nous verrons par la suite que des pentes de quelques centimètres par degré de latitude peuvent entraîner des courants permanents importants. Si l'on excepte la hauteur dynamique historique Levitus au sud de la latitude 8°S, les courbes ont la même allure avec une surélévation centrée à 15°S et deux creux à 11°S et 8°N. La hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E est pratiquement identique à la hauteur dynamique vraie (T,S). La différence qui existe entre ces deux hauteurs est seulement due aux erreurs de calcul numérique puisque la hauteur dynamique T,S est moyennée; on annule donc les effets de la variation temporelle de la salinité, ce que fait également la relation T/S TOGA-165°E qui est la moyenne temporelle des relations T/S. Par contre, on constate que la hauteur dynamique T,T/S Levitus a tendance à toujours sous-estimer la hauteur dynamique vraie de 2,2 cm.dyn en moyenne avec une erreur maximum de -5,3 cm.dyn à 9°S. et minimum de -0,2 cm.dyn à 3°S. Ceci s'explique très bien lorsque l'on compare les diagrammes T/S Levitus et T/S TOGA-165°E de la figure 7: à la latitude 2°S, on a deux relations T/S très proches, par contre à la latitude 8°S, on observe d'importantes différences de salinité pour des températures comprises entre 24°C et 31°C. La détermination d'une relation T/S TOGA-165°E permet ainsi d'atteindre la hauteur dynamique moyenne de référence (T,S) sur la période 1984-92, ce que ne permettait pas la relation T/S Levitus.

La hauteur dynamique historique Levitus au sud du 8°S ne rend pas réellement compte du relief moyen de la période 1984-92 notamment au niveau du creux centré à 11°S. Il faut toutefois prendre certaines précautions car les données Levitus ne concernent pas la même période. Cependant, on peut penser que la relation T/S TOGA-165°E de la période 1984-92 est la meilleure relation T/S disponible à 165°E, toutes périodes confondues, étant donné le nombre important de campagnes et le relatif équilibre entre événements El Niño et La Niña durant ces 9 années successives. De plus Levitus n'a pas eu à sa disposition un aussi grand nombre de campagnes que TOGA au sud du 8°S. et à 165°E. Dans son Atlas Climatologique des Océans, Levitus(1982) ne donne pas suffisamment d'informations sur la répartition spatio-temporelle des données qu'il a rassemblées. Il se pourrait très bien qu'il n'ait disposé que d'un petit nombre de campagnes à ces latitudes et à des périodes particulières (Niña, Niño, hiver ou été ...).

Si l'on compare maintenant la variabilité (ou écart type) des différentes hauteurs dynamiques (cf. figure 10), (on exclut la hauteur dynamique T Levitus, S Levitus dont on ne peut calculer la variabilité), on constate, à première vue que les trois courbes ont la même allure. Ainsi, la hauteur dynamique connaît sa plus forte variabilité entre 5°S et 9°S et sa variabilité la plus faible entre l'équateur et 2°N mais également entre 19°S et 20°S. La variabilité de la hauteur dynamique a deux origines: la variabilité de la température et la variabilité de la salinité; ainsi, lorsque l'on rend la salinité dépendante de la température par l'intermédiaire d'une relation T/S fixe, on couple l'influence de la variabilité de la salinité à celle de la température. C'est pourquoi, les deux variabilités des hauteurs dynamiques calculées par la relation T/S Lévitus et par la relation T/S TOGA-165°E sont très proche l'une de l'autre. De cette façon, elles renseignent sur l'influence de la variabilité de la température. On note donc que la température est le principal moteur de la variabilité de la hauteur dynamique. Si l'on observe maintenant la courbe de la variabilité de la hauteur dynamique T, S: on découvre que celle-ci se situe au-dessous des deux autres courbes entre 9°S et 10°N, par conséquent la variabilité de la salinité au Nord de 9°S tend à minimiser la variabilité de la hauteur dynamique.

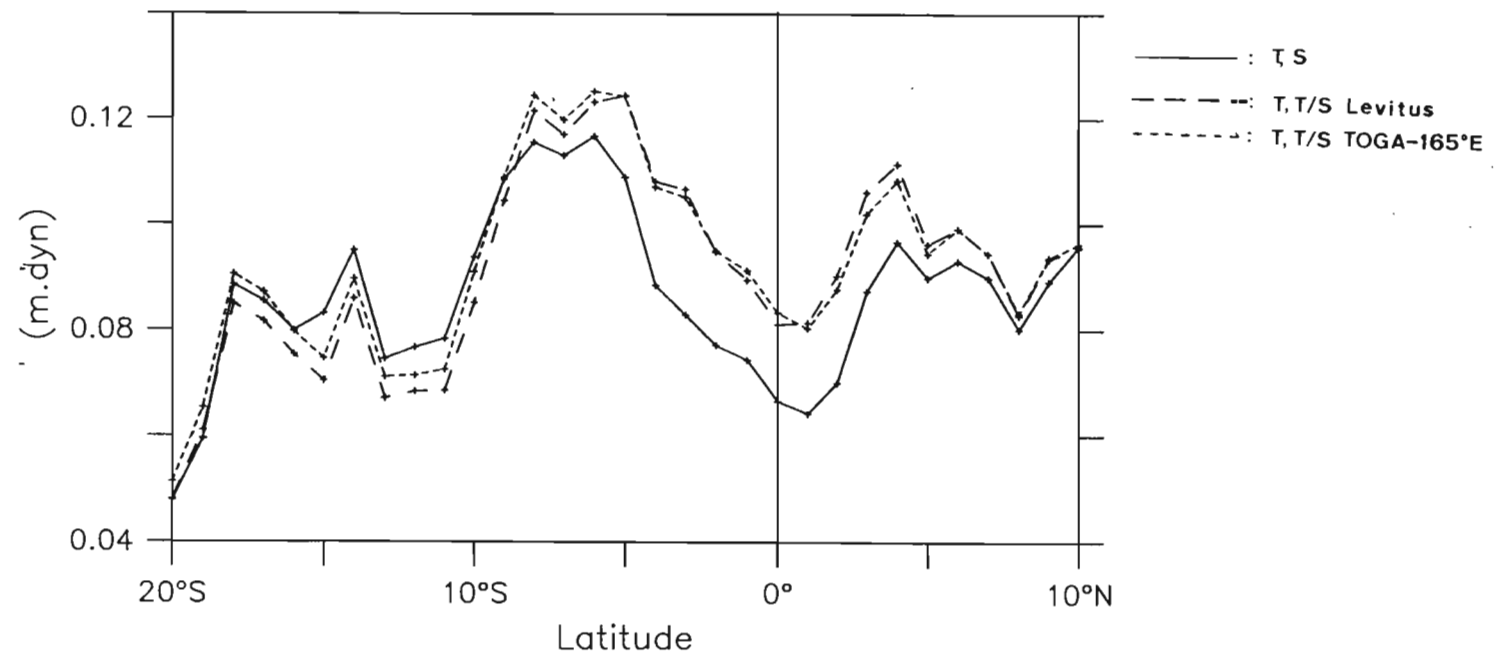


Figure 10 - Variabilité de la hauteur dynamique (T,S: en trait continu; T, T/S Lévitus: en tiret et T, T/S TOGA-165°E: en pointillé) sur la période 1984-92 de la surface par rapport à 1000dbar à 165°E.

Afin de mieux quantifier cette influence de la variabilité de la salinité sur la variabilité de la hauteur dynamique, nous avons calculé la variabilité de la différence entre la hauteur dynamique T,S et la hauteur dynamique T, T/S Lévitus. Nous avons également effectué ce calcul avec la hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E. (cf. figure 11). Quelque soit la relation T/S utilisée, on obtient pratiquement la même variabilité en fonction de la latitude. On constate également que la variabilité de l'erreur que l'on fait en utilisant une relation T/S dans le calcul de la hauteur dynamique, imputable à la variabilité de la salinité, est maximum à 3°S avec une valeur de 3,5 cm.dyn, et est minimum vers 18°S et vers 8°N avec des valeurs de l'ordre de 1cm.dyn.

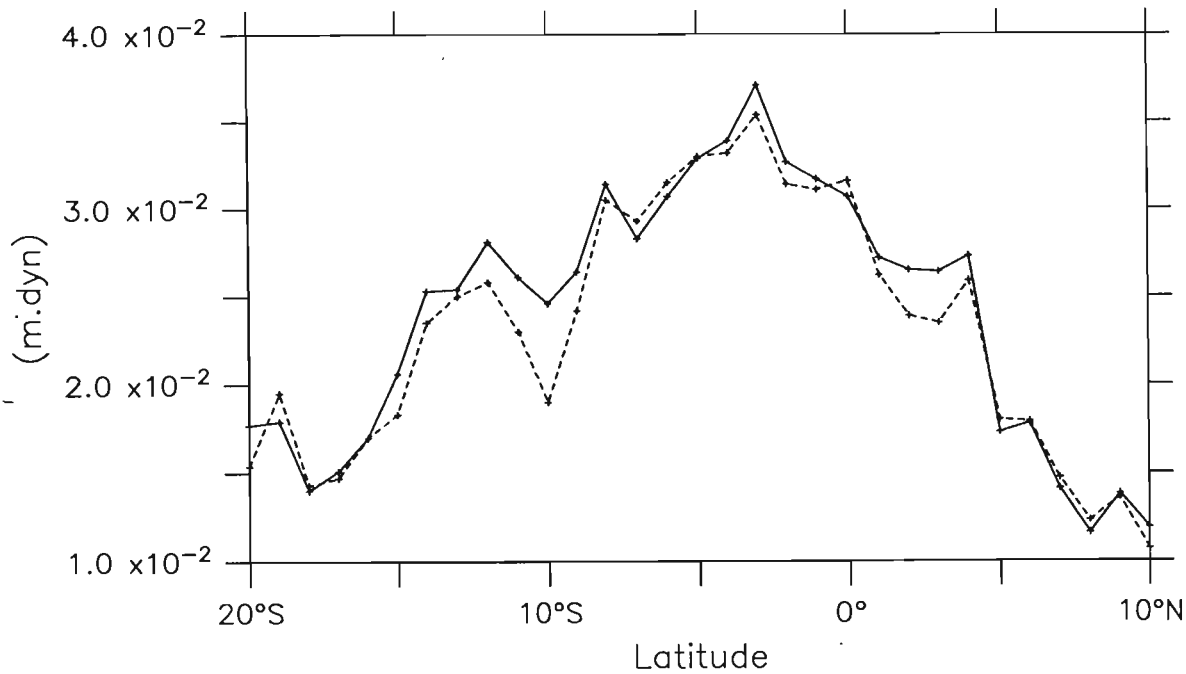


Figure 11 - Variabilité de la différence entre la hauteur dynamique T, S et la hauteur dynamique T, T/S Lévitus(en trait continu) et de la différence entre la hauteur dynamique T, S et la hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E(en tiret) (0/1000 dbar).

4.6) Hauteur dynamique : évolution dans le temps (1984-92)

Comme pour la variabilité de la hauteur dynamique, nous avons à notre disposition 3 hauteurs dynamiques: la hauteur dynamique vraie T, S, la hauteur dynamique T, T/S Lévitus et la hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E, que l'on notera par la suite respectivement $H_{dyn}(T,S)$, $H_{dyn}(T,T/S \text{ Lévitus})$ et $H_{dyn}(T,T/S \text{ TOGA})$. Etant donné la répartition spatio-temporelle irrégulière des stations (cf. figure 2), nous avons à nouveau utilisé le logiciel Contour+, qui génère une grille pour effectuer les contours. Afin de tracer les trois hauteurs dynamiques sous forme de contour en fonction du temps et de la latitude, nous avons pris tout d'abord une grille de 6 mois en temps et de 1° en latitude. Ce logiciel permet également d'interpoler à partir des stations adjacentes les points de grille n'ayant pas de données. Dans notre cas, nous limiterons cette interpolation à 3 points de grille de part et d'autre en latitude et en temps. Les résultats obtenus, notamment pour $H_{dyn}(T,S)$ (cf. figure 12), permettent de constater tout d'abord une forte variabilité de la hauteur dynamique, que ce soit dans le temps comme nous l'avons vu précédemment, ou dans le sens méridien. D'autre part, on observe un creux dynamique entre 5°N et 10°S, en période "Niño" (début 84; fin 86 et 87; mi-91 et 92); une surélévation en dehors de ces périodes sur la même zone; et par contre au moment de la Niña de 1988-89, une surélévation seulement entre 3°S et 9°S. Entre 10°N et 5°N, il y a un creux dynamique tout au long de la période 1984-92. Entre 12°S et 20°S, la hauteur dynamique oscille entre 1.75 m.dyn et 2.10 m.dyn avec en dehors des périodes Niños (fin 84 et 85; mi 89 et début 90), de fortes surélévations. Ces observations sporadiques peuvent difficilement être utilisées pour une étude systématique sur toute la période 1984-92, notamment avant 1987 et après 1989 où il n'y a eu pratiquement qu'une campagne tous les 6 mois. Nous avons donc décidé de réduire la période d'étude à la période 1987-89 afin de bénéficier d'une meilleure répartition spatio-temporelle et de pouvoir prendre un pas de grille de 1 mois et de 0.5° de latitude. Afin de filtrer les phénomènes hautes fréquences et lisser la hauteur dynamique dans le sens méridien, les données ont été "passées" dans un filtre Hanning dans le sens temporel, 3 mois de part et d'autre, et dans le sens méridien, de 1° de part et d'autre. Les trois hauteurs dynamiques sont regroupées sur la figure 9. Malgré la réduction de la période d'étude à la période décembre 86, décembre 89, celle-ci contient le Niño 87 et la Niña 88;

de plus c'est la période qui a été la mieux échantillonnée avec 22 des 39 sections du programme TOGA (cf. table 1).

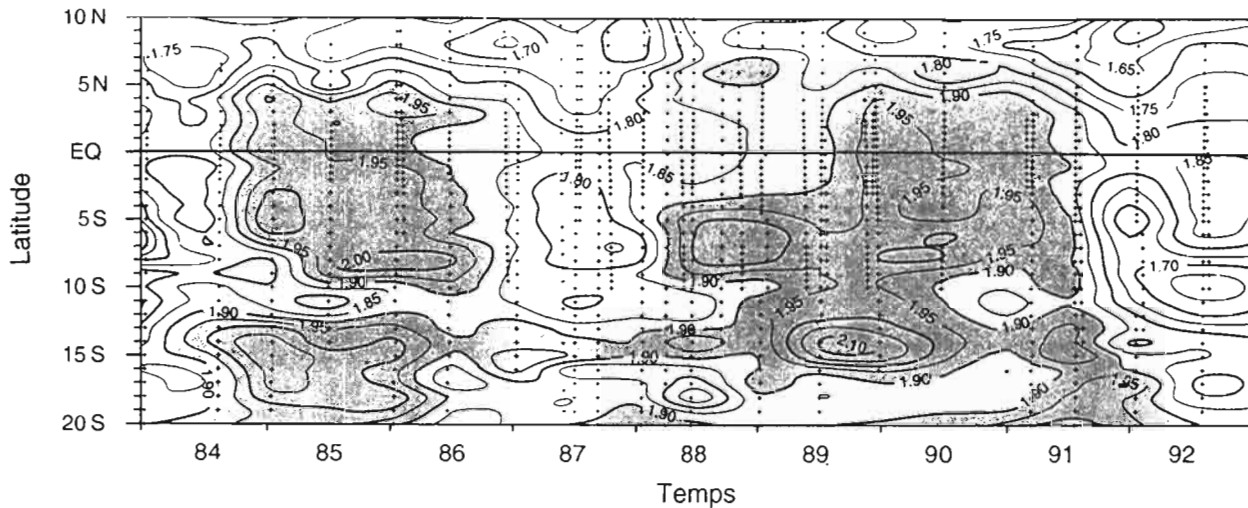


Figure 12 - Hauteur dynamique T, S (m.dyn) en fonction du temps et de latitude à 165°E (0/1000dbar). (les croix représentent la position spatio-temporelle des stations hydrologiques. La zone ombrée correspond à des valeurs supérieure à 1.90 m.dyn)

Globalement, sur les trois graphiques de la figure 13, on retrouve la même distribution avec, en période Niño, un creux dynamique centré à 5°S du à une vidange de la "Warm pool" et son déplacement vers l'Est, et en période Niña, une surélévation de la surface de l'eau centrée à 6-7°S, qui correspond à une accumulation d'eau. En 1989, cette surélévation s'estompe. La différence de hauteur dynamique entre ce creux et cette surélévation est de l'ordre de 25-30 cm.dyn. De plus, on confirme que la forte variabilité de la hauteur dynamique ne se fait pas à l'équateur mais vers 5-6°S. Il faut également constater que la fin du Niño est très visible, particulièrement vers 6°S et surtout qu'il est brutal (20 cm.dyn en 5 mois), c'est-à-dire que l'accumulation d'eau se produit en quelques mois (janvier à mars 88). Au niveau de l'équateur, il n'y a pas de variation aussi importante de la hauteur dynamique.

Si on compare $H_{dyn}(T, T/S \text{ Lévitius})$ et $H_{dyn}(T, S)$ d'une part et $H_{dyn}(T, T/S \text{ TOGA})$ et $H_{dyn}(T, S)$ d'autre part, (cf. figure 14a et 14b), on note une relative similitude entre ces deux figures. En utilisant les données Lévitius, on a globalement tendance à sous-estimer la hauteur dynamique de l'ordre de 3 à 4 cm.dyn avec des maximum de 8 à 9 cm.dyn. Ces maxima sont atteints entre 3°S et 6°S en mi et fin 87 (soit au moment d'un Niño, cf. l'index SO figure 6) et entre 8°S et 12°S sur la période mi88-mi89 (soit au moment d'une Niña). Toutefois, à certaines périodes, la hauteur dynamique est surestimée, de l'ordre de 2 à 3 cm.dyn, principalement entre 3°S et 3°N et entre la fin 88 et la fin 89 soit au moment de La Niña 88-89. Lorsque l'on utilise la relation T/S-TOGA-165°E, il y a un relatif équilibre entre les sous-estimations et les surestimations de la hauteur dynamique. Pendant le Niño de 1987, la hauteur dynamique est sous-estimée de l'ordre de 5cm.dyn entre l'équateur et 5°S, et surestimée de 1cm.dyn entre 8°S et 10°S. Au cours de la Niña de 88-89, on a les conditions inverses: la hauteur dynamique est surestimée de l'ordre de 2-3cm.dyn entre l'équateur et 5°S et sous-estimée de 2-3cm.dyn entre 9°S et 14°S. En ce qui concerne la variabilité de ces différences, on confirme ce que l'on avait vu précédemment: la variabilité due à la variation de salinité indépendamment de la température, est la plus importante vers 2°S.

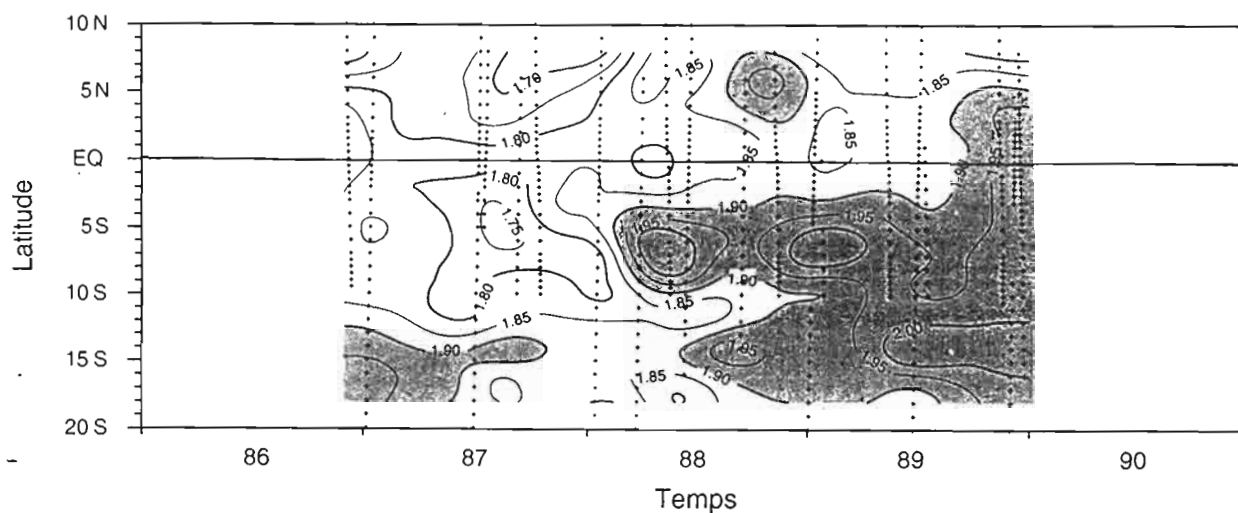


Figure 13a - Hauteur dynamique T, S (m.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E.

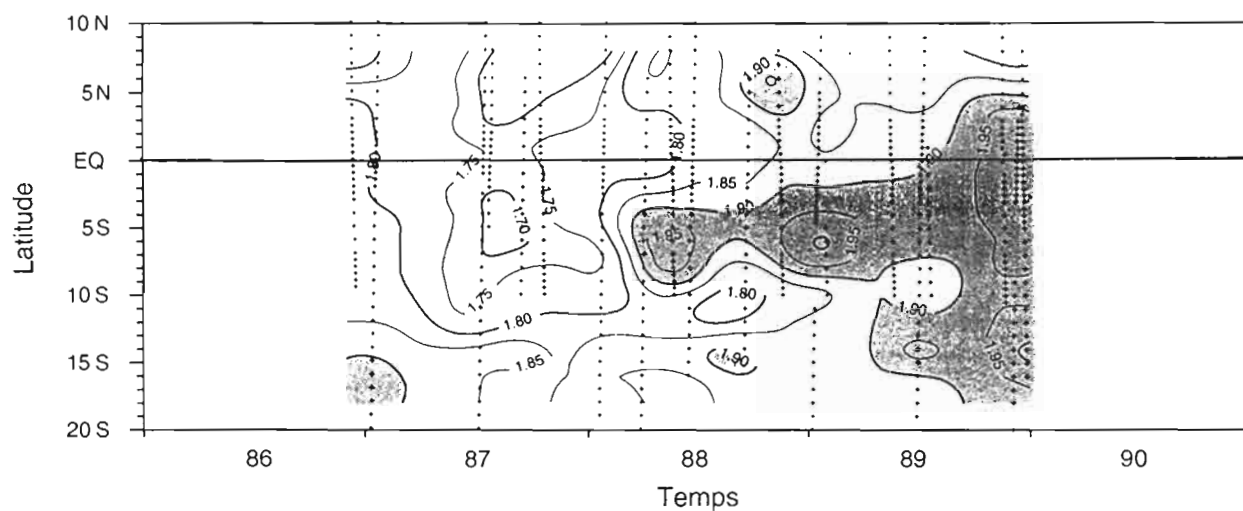


Figure 13b - Hauteur dynamique T, T/S Levitus (m.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E.

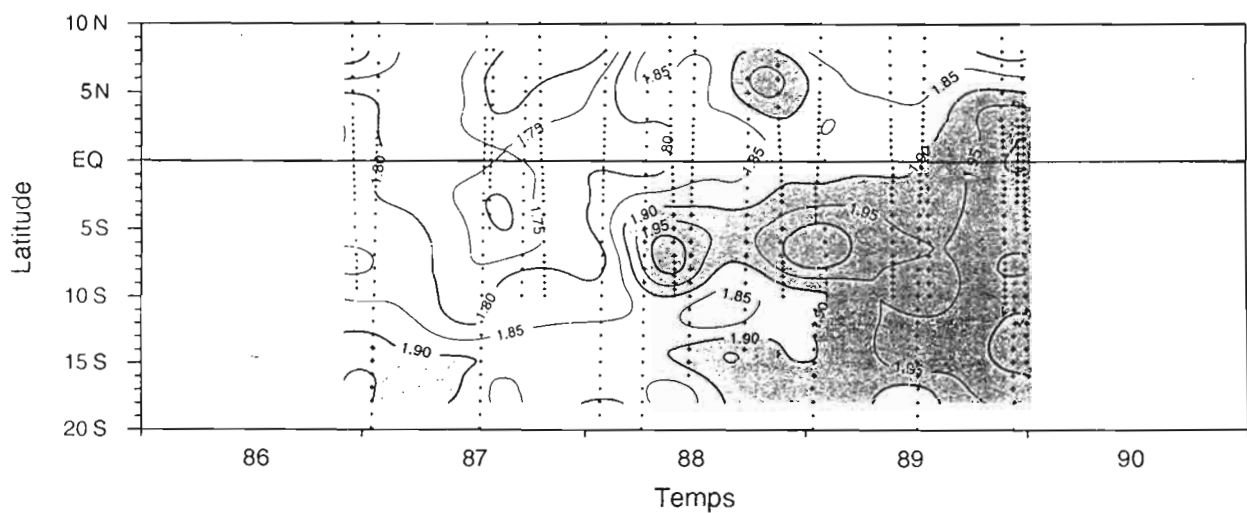


Figure 13c - Hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E (m.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E. (pour les trois figures: légende idem à celle de la figure 12)

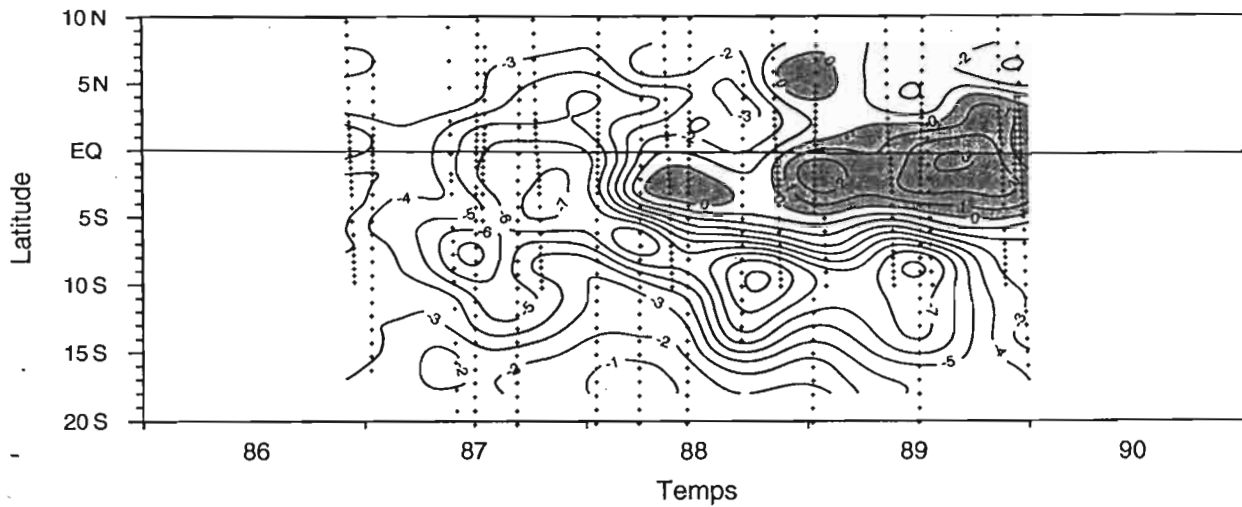


Figure 14a - $H_{dyn}(T,T/S \text{ Levitus}) - H_{dyn}(T,S)$ (cm.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E.

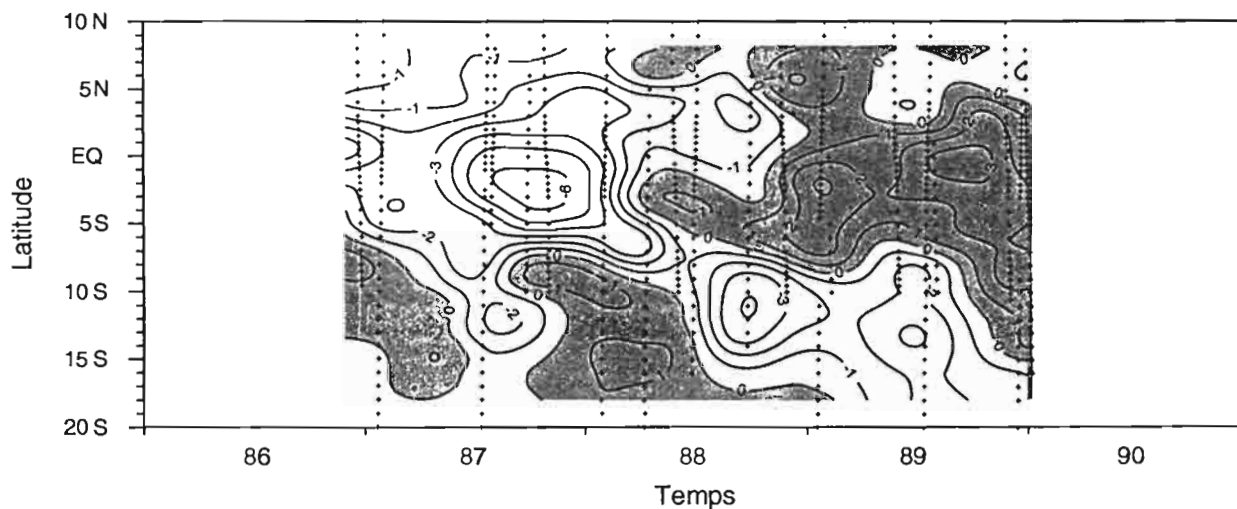


Figure 14b - $H_{dyn}(T,T/S \text{ TOGA}) - H_{dyn}(T,S)$ (cm.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E.

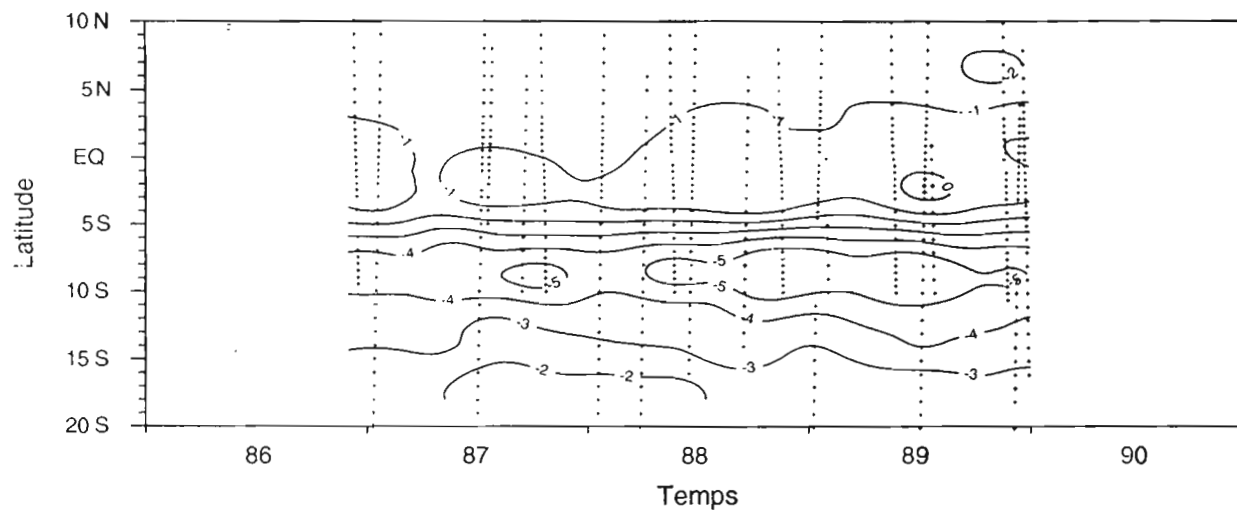


Figure 14c - $H_{dyn}(T,T/S \text{ Levitus}) - H_{dyn}(T,T/S \text{ TOGA})$ (cm.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/1000dbar, à 165°E (sur les trois figures, les zones grisées représentent les valeurs positives)

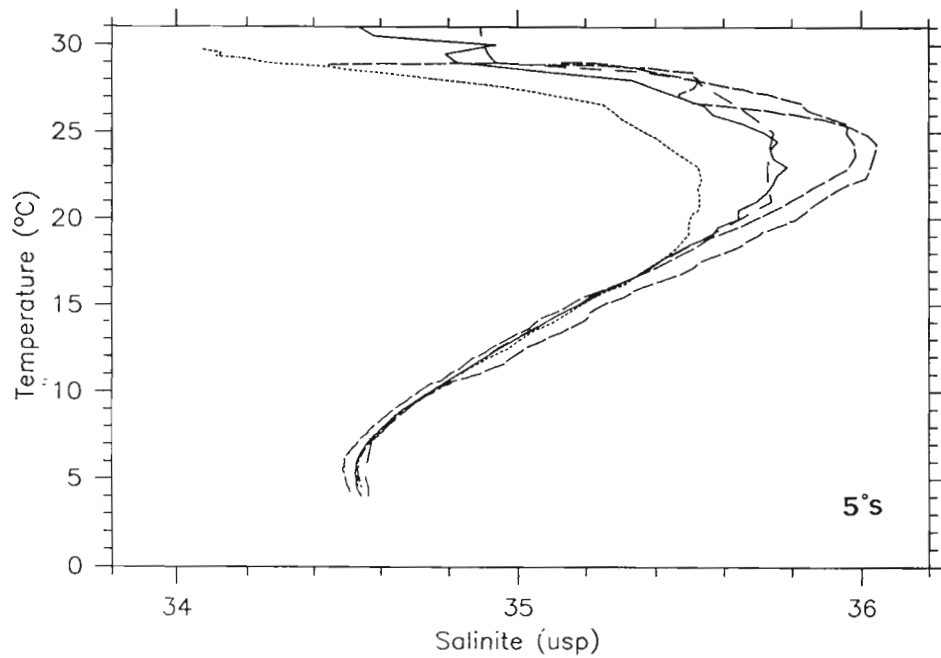
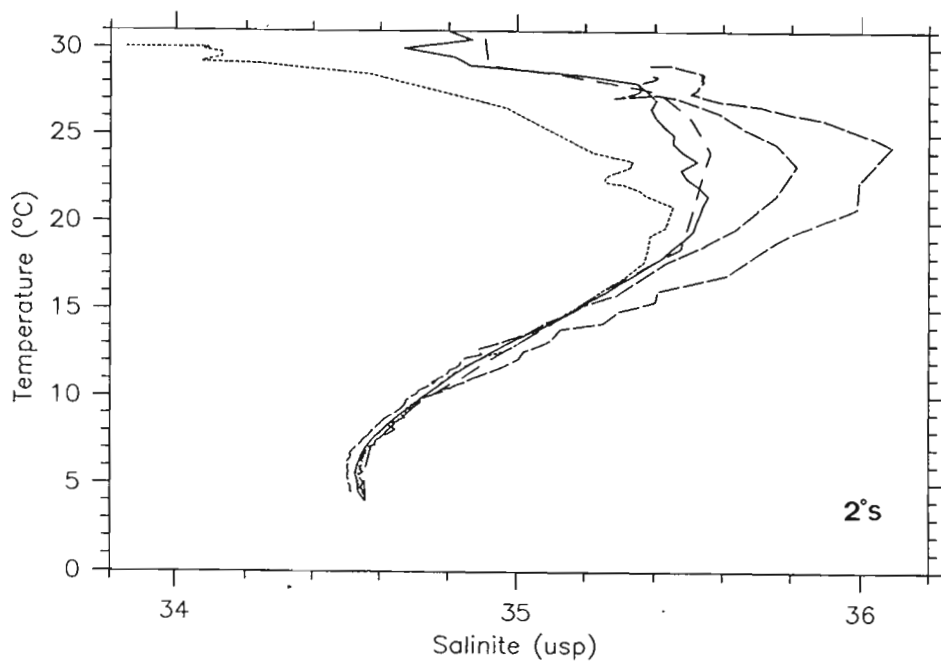


Figure 15- Diagrammes T/S pour certaines stations à 2°S (figure du haut) et à 5°S (figure du bas) à 165°E (en pointillé: Surtropac9(jan.88); en tiret: Proppac3(sept.88) et Surtopac11(jan.89), en trait continu: la relation T/S TOGA-165°E et en grands tirets la relation T/S Levitus)

Cette différence entre $H_{dyn}(T, T/S \text{ Levitus ou } T/S \text{ TOGA})$ et $H_{dyn}(T, S)$ est comprise entre -7 cm.dyn et 2 cm.dyn alors que $H_{dyn}(T, S)$ varie de 20cm.dyn.(cf.figure 13a). On montre ainsi la nécessaire prise en compte de la salinité réelle dans le calcul de la hauteur dynamique.

Afin de mieux comprendre ces différences de hauteurs dynamiques dues à la variabilité de la salinité, nous avons considéré les diagrammes T/S de certaines stations appartenant à la période fin 86-début 90 pour les latitudes: 2°S et 5°S. Nous avons tracé la relation T/S TOGA-165°E, la T/S Levitus à la latitude correspondante et les T/S extrêmes de part et d'autre de cette moyenne (cf. figure 11). Tout d'abord, on découvre que la relation T/S peut beaucoup varier, excepté au sud de la zone étudiée. On constate aussi, en période Niño, que les relations T/S des stations à 2°S et 5°S (en pointillé) donne des salinités bien plus faible que lors de la Niña 88-89 (en grands tirets) aux mêmes latitudes. Cette différence est de 0.9 usp pour une eau à 24°C à 2°S entre janvier 88 et janvier 89. Par contre, on constate que les relations T/S des stations à 8°S en période El Niño donnent une salinité plus importante qu'aux autres périodes. Par conséquent, on en déduit qu'au moment du El Niño de 1987, particulièrement entre 2°S et 5°S, les relations T/S moyennes surestiment la salinité, ce qui a pour effet de sous-estimer la hauteur dynamique, par contre à 8°S avec seulement la relation T/S TOGA-165°E, on a le phénomène inverse. Au moment de la Niña 1988-89, entre l'équateur et 5°S, on a également ce phénomène inverse, (c'est-à-dire que les relations T/S moyennes sous-estiment la salinité et donc surestiment la hauteur dynamique). La figure 15 nous permet aussi de confirmer la forte variabilité de la salinité à 2°S et 5°S

Pour mieux évaluer l'amélioration que peut apporter une meilleure relation T/S, en l'occurrence la T/S TOGA-165°E, par rapport à la relation Lévitus, nous avons tracé la différence $H_{dyn}(T, T/S \text{ Levitus}) - H_{dyn}(T, T/S \text{ TOGA})$, (cf. figure 14c). On vérifie bien que cette différence ne varie pratiquement pas dans le temps étant donné que l'on calcule les deux hauteurs dynamiques avec la même température et avec deux relations T/S moyennes. On trouve des résultats identiques au paragraphe sur la hauteur dynamique moyenne, c'est-à-dire que la relation T/S Lévitus induit une sous-estimation de la hauteur dynamique qui est minimale vers l'équateur (de l'ordre de 1 cm.dyn) et maximale vers 7-12°S (de l'ordre de 5 cm.dyn).

4.7) Conclusion sur la topographie dynamique

En résumé, l'obtention d'une relation T/S TOGA-165°E permet de se rapprocher de la hauteur dynamique calculée à partir d'un profil de température et de salinité. Cependant le fait de rendre la salinité dépendante de la température par une relation T/S constante, induit une erreur non négligeable sur l'estimation de la hauteur dynamique, car la salinité varie à la fois dans le temps (Niño, Niña) et dans l'espace, indépendamment de la température. Cette variabilité est la plus forte vers 2°S. C'est vers cette latitude que l'utilisation d'une relation T/S fixe introduit la plus grande surestimation de la variabilité vraie de la hauteur dynamique (cf.figure 10).

CHAPITRE 5 - LES COURANTS GEOSTROPHIQUES

5.1) La méthode dynamique

La "méthode dynamique" établie en 1898 par le norvégien Bjerknes dans le domaine météorologique a été transposée à l'océanographie par B.Helland-Hansen et Sandström (1903). C'est donc le pendant exact de la méthode de calcul du vent géostrophique (du grec Γη, la terre et στροφειν, tourner) en météorologie. Aussi, appelle-t-on souvent le courant marin ainsi calculé, le "courant géostrophique". L'approximation géostrophique constitue le schéma hydrodynamique le plus simple. Elle consiste, sans préciser les conditions aux limites, à exprimer l'équilibre du gradient de pression et de la force de Coriolis.

Tous les grands courants océaniques sont géostrophiques (Le Gulf Stream, le Kuro-shivo et le courant de Humboldt ou du Pérou). Ils se caractérisent, comme pour la circulation atmosphérique, par des circulations d'échelle supérieure à la centaine de kilomètres, et un mouvement rotatif, dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et dans le sens inverse dans l'hémisphère Sud. Les hypothèses physiques "se déduisent" de la forme générale des équations de Navier-Stokes:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \overrightarrow{\text{grad}} \vec{V} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}} p + \Sigma \vec{f}_v + \nu \Delta \vec{V}$$

(avec $\vec{\Omega}$ le vecteur vitesse angulaire de la terre ($7.10^{-5} \text{rads}^{-1}$), $\Sigma \vec{f}_v$ la somme des forces extérieures volumiques et ν la viscosité dynamique), de telle sorte que tous les termes soient nuls à l'exception de $\overrightarrow{\text{grad}} p$, $2\vec{\Omega} \wedge \vec{V}$ et $\Sigma \vec{f}_v = \rho \vec{g}$. L'écoulement est donc stationnaire ($\partial / \partial t = 0$), horizontal ($V_z = 0$), linéarisé ($\vec{V} \cdot \overrightarrow{\text{grad}} \vec{V} = 0$) et le fluide parfait ($\nu \Delta \vec{V} = 0$). L'axe Oz étant vertical, orienté positivement vers le haut, ces équations s'écrivent $2\vec{\Omega} \wedge \vec{V} = -\overrightarrow{\text{grad}} p$, soit

$$\begin{cases} 2\omega V \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ -2\omega U \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ -g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (\text{pression "hydrostatique"}), \end{cases}$$

(avec φ est la latitude) soit encore

$$\begin{cases} U = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial y} \\ V = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial x} \\ W = 0 \end{cases}$$

et la condition d'incompressibilité ($\text{div} \vec{V} = 0$) est évidemment satisfaite.

Ainsi un observateur regardant dans la direction de la pente d'une surface isobare voit les particules d'eau défilier normalement à cette direction, à droite dans l'hémisphère Nord, à gauche dans l'hémisphère Sud. A une latitude donnée, la vitesse de ces particules est proportionnelle à la pente de la surface isobare. Par conséquent, pour connaître l'intensité des courants géostrophiques, on a besoin de la topographie des isobares:

La pression étant hydrostatique, on a dans un plan vertical parallèle à Ox au voisinage du point considéré sur l'isobare p:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

ζ étant la cote de l'isobare p. En se plaçant dans un repère où la pente est suivant Ox, on peut alors approximer la surface ζ à un plan incliné d'un angle γ . On a alors:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = -g \operatorname{tg} \gamma = \frac{\partial D}{\partial x}$$

D étant défini comme la cote géopotentielle ou dynamique de l'isobare (cf. chapitre sur la topographie dynamique) et $\frac{\partial D}{\partial x}$ sa pente dynamique suivant Ox. On peut alors écrire

$$\begin{cases} U = -\frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial y} \\ V = \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial x} \end{cases}$$

avec $f = 2\omega \sin \varphi$, le paramètre de Coriolis.

Nous avons vu au chapitre précédent comment on pouvait, d'après les seules mesures de températures et de salinités, déterminer les distances dynamiques entre deux isobares p_1 et p_2 sur les verticales de diverses stations hydrologiques. Si l'on prend la surface p_2 comme référence, on peut alors déterminer la pente relative entre deux stations A et B de la surface isobare p_1 , et ainsi le courant normal à $AB=L$:

$$\Delta V = V_1 - V_2 = \frac{D_A - D_B}{2\omega L \sin \varphi}$$

D_A et D_B étant les différences des hauteurs dynamiques entre p_1 et p_2 aux stations A et B La différence $D_A - D_B$ est aussi égale à la différence des "anomalies dynamiques" de ces hauteurs dynamiques par rapport à celle que fournirait une eau de référence. On peut donc écrire:

$$\Delta V = \frac{10}{2\omega L \sin \varphi} (\Delta D_A - \Delta D_B)$$

(avec ΔV en ms^{-1} ; L en m et ΔD en m.dyn). Comme au chapitre précédent, par abus de langage, nous appellerons l'anomalie de hauteur dynamique, la hauteur dynamique.

Nous disposons ainsi, d'un moyen de détermination des différences de vitesses des courants géostrophiques existant entre deux surfaces, à partir de la répartition des densités, données par les stations hydrologiques. Pour passer aux vitesses absolues aux diverses surfaces isobares, il faut évaluer les pentes dynamiques par rapport à une surface isobare de référence qui soit horizontale et où, par suite, le courant puisse être supposé nul. Pour le calcul de la hauteur dynamique, nous avons choisi la référence 1000 dbar. Il en sera de même pour le choix de la surface de référence de mouvement nul. L'erreur que l'on fait, peut-être majorée par des mesures de courants effectuées pendant 16 mois dans le Pacifique central à 600 dbar (cf. Firing, 1987). Celles-ci donnaient des courants compris entre -10 cms^{-1} et $+10 \text{ cms}^{-1}$. Il faut également noter que

les stations des 39 sections se situent sur le méridien 165°E, la méthode dynamique permet donc d'obtenir seulement les vitesses zonales (Est-Ouest).

Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur des différentes variables en jeu, on trouve, pour une pente de 10 cm.dyn sur 2° de latitude (soit 220 km) prise par rapport à une référence de courant nul, un courant de 6 cms⁻¹ à 30°S, 8 cms⁻¹ à 20°S, 16 cms⁻¹ à 10°S, 34 cms⁻¹ à 5°S et 60cms⁻¹ à 3°S. Ces exemples nous montrent ainsi l'influence du paramètre de Coriolis lorsque l'on se rapproche de l'équateur. La relation donnant la vitesse zonale en fonction du gradient de pression méridien s'écrit, en dehors de l'équateur:

$$f U = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -\alpha p_y$$

qui implique que $(p_y)_{y=0}=0$ car f s'annule à l'équateur. Pour connaître le courant zonal à l'équateur, on utilise donc une autre relation:

$$\beta U = -\alpha p_{yy}$$

obtenu en dérivant par rapport à y la relation précédente et avec $f = f(y) = \beta y$. Cependant la condition $(p_y)_{y=0}=0$ n'est jamais vraiment vérifiée dans les océans à cause des erreurs de mesure, des courants non géostrophiques ou de tout autre phénomène qui n'a pas l'équateur comme axe de symétrie. Par conséquent, l'utilisation de la relation $fU = -\alpha p_y$ conduit à des vitesses zonales proche de l'équateur, non réalistes. Pour pallier cet inconvénient, Picaut et Tournier (1991) ont rajouté au champ de pression méridien $p(y)$ un terme correctif, afin que le nouveau champ de pression $p'(y)$ puisse satisfaire la condition $(p_y)_{y=0}=0$:

$$p'(y) = p(y) + A y \exp(-y^2 / L^2)$$

avec $A = -(p_y)_{y=0}$ et $L = 2.22 \cdot 10^5$ m (soit 2° de latitude)

5.2) Procédure de calcul des courants géostrophiques zonaux par la méthode dynamique

Pour calculer la hauteur dynamique, nous avons à notre disposition trois techniques pour les hauteurs instantanées, et quatre pour les hauteurs moyennes lorsque l'on rajoutait la température et la salinité historique Levitus. Puisque les courants géostrophiques zonaux dépendent de la pente de hauteur dynamique, nous allons également avoir au maximum, quatre types d'estimations des courants géostrophiques par la méthode dynamique. La mesure des courants zonaux par les PCM ou les ADCP, moyennés sur toute la période 1984-92 permet d'avoir une estimation des courants moyens au cours de ces neuf années.

Pour calculer les courants géostrophiques, nous avons mis au point un programme *courant.f* en FORTRAN (cf. annexes). A partir d'un fichier ascii contenant les hauteurs dynamiques tous les degrés de latitude entre 20°S et 10°N, ce programme rajoute le terme correctif à ce champ de hauteur dynamique méridien, puis à partir de ce nouveau champ, il calcule le courant géostrophique zonal. Les résultats sont obtenus sous forme d'un fichier ascii avec en colonnes, la latitude, la profondeur et les différents courants géostrophiques.

5.3) Courant géostrophique zonal moyen de surface, 1984-92

Pour le courant géostrophique zonal moyen de surface(84-92), nous avons utilisé:
-le fichier ascii *hdynmoyen.dat* (obtenu à partir du programme *hdynmoyen.f*) qui contient comme son nom l'indique les trois hauteurs dynamiques moyennes $H_{dyn}(T,S)$, $H_{dyn}(T,T/S)$ Levitus) et $H_{dyn}(T,T/S)$ TOGA) calculées de la surface par rapport à l'isobare 1000 dbar,

-le fichier *hdynlev.dat* contenant les hauteurs dynamiques historiques Levitus.

En plus des quatre Courants Géostrophiques Zonaux Moyens (CGZM) calculés à partir des quatre hauteurs précédentes, (que l'on notera respectivement CGZM(T,S), CGZM(T,T/S Levitus), CGZM(T,T/S TOGA) et CGZM(T Lev,S Lev)), nous avons tracé sur la figure 16, le courant zonal moyen (CZM) obtenu à partir des mesures directes du courant à 20 m, effectué lors des stations hydrologiques avec comme surface de référence: 600 dbar.

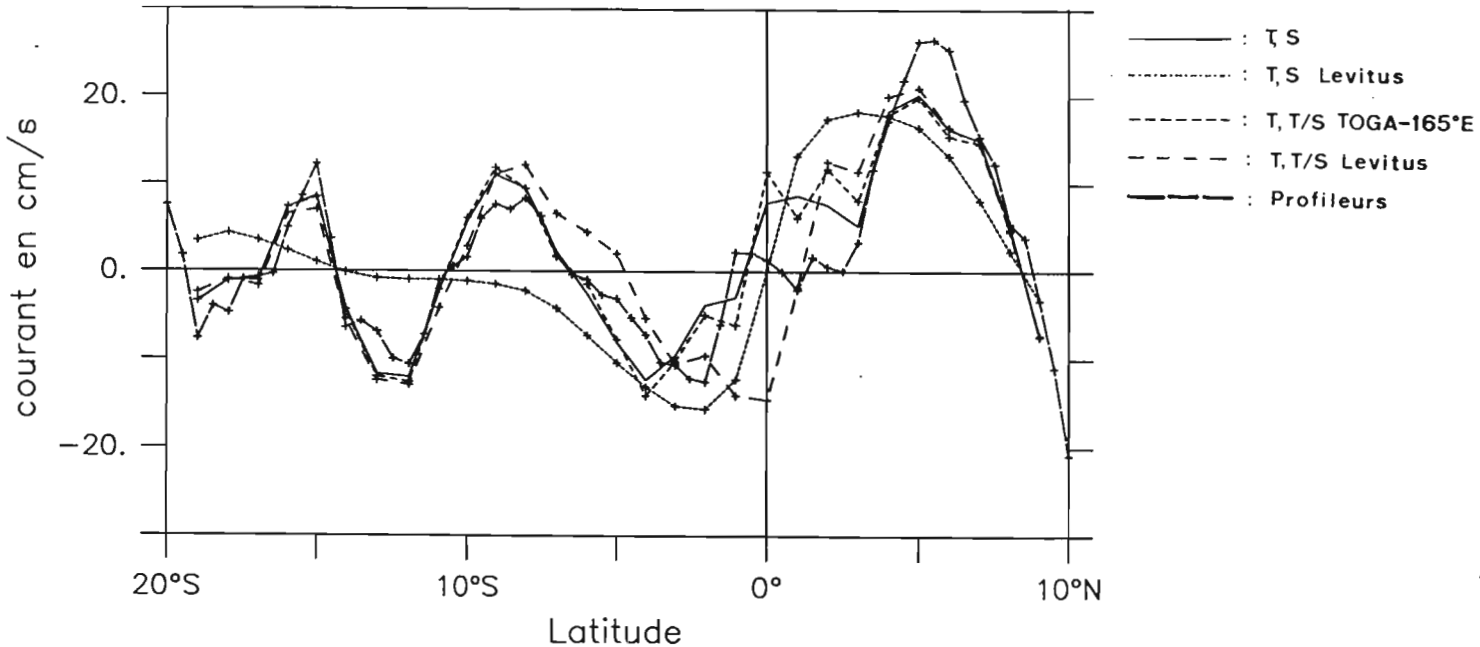


Figure 16 - Courants géostrophiques zonaux moyens en surface (réf.: 1000 dbar) et courant zonal moyen à 20 m (réf.: 600 dbar).

Si l'on excepte le CGZM(T Lev,S Lev), on retrouve bien les courants de surface présents dans le Pacifique ouest (cf. chapitre 3). Comme pour la hauteur dynamique, notre référence sera le CGZM(T,S). On note (quand on observe la courbe en trait continu), la présence entre l'équateur et 8°N du Contre Courant Equatorial Nord, avec une vitesse maximum de 21 cm s^{-1} à 5°S. Ce courant est le plus fort et le plus étendu à 165°E entre 10°N et 20°S. Au Sud de l'équateur et jusqu'à 14°S, on a le Courant Equatorial Sud atteignant des vitesses maximum de l'ordre de 12 cm s^{-1} à 4°S et 12°S. Ce courant est séparé en deux par le Contre Courant Equatorial Sud situé entre 7°S et 10°S et ayant une vitesse maximum de l'ordre de 12 cm s^{-1} . Encore plus au sud, on note la présence entre 15°S et 17°S de la branche nord de la grande gyre anticyclonique également appelé Contre Courant Tropical Sud (CCTS) et atteignant des vitesses de l'ordre de 10 cm s^{-1} . Au nord du CCEN, le Courant Equatorial Nord est bien marqué.

Si l'on regarde maintenant les autres courbes, tout d'abord, on constate que la température et la salinité historiques Levitus ne permettent pas de mettre en évidence certains courants comme le CCES, la branche sud du CES et le CCTS, par contre la branche nord du CES et le CCEN sont bien observés. Une première amélioration par rapport aux données historiques Levitus, consiste à utiliser les données de température moyenne de la période 1984-92 et de calculer la salinité moyenne par la relation T/S Levitus. On obtient alors de meilleurs résultats. En moyenne, on fait une erreur de l'ordre de 4 cm s^{-1} . Toutefois entre 11°S et 4°N, le fait d'utiliser la relation T/S Levitus entraîne des erreurs bien plus importantes sur l'estimation des courants, de l'ordre 10 cm s^{-1} à 5°S et de part et d'autre de l'équateur, de l'ordre de 20 cm s^{-1} pour des courants du même ordre de grandeur. Il est assez logique que l'on ait des différences aussi importantes près de l'équateur. Le paramètre de Coriolis étant proche de 0, une petite erreur sur la topographie dynamique induit des erreurs non négligeable sur les courants. Ces erreurs sont telles que le sens du courant est inversé entre 5°S et 6°S et à l'équateur.

Une deuxième amélioration consiste à utiliser la relation T/S TOGA-165°E. Par rapport à la relation T/S Levitus, on obtient alors de très bons résultats. Ceci est tout à fait normal puisque les hauteurs dynamiques T,S et T, T/S TOGA moyennées sur la période d'étude sont identiques, aux erreurs numériques près.

Le CZM est relativement proche du CGZM(T,S) avec cependant quelques différences non négligeables entre 2°S et 2°N et vers 5°N. Il faut néanmoins ne pas oublier que ces deux courants n'ont pas la même référence, que le premier est le courant à 20 m et le deuxième, le courant de surface; et enfin que le CZM n'est pas entièrement géostrophique étant donné l'échantillonnage trop faible des mesures que l'on a moyennées.

5.4) Courant géostrophique zonal moyen de 0 à 400 m, 1984-92

La méthode dynamique permet de connaître le courant géostrophique à une isobare donnée connaissant la pente dynamique de cette isobare par rapport à l'isobare de référence. Jusqu'à présent nous n'avions calculé que les courants de surface grâce à la pente dynamique de l'isobare 0 dbar. Pour obtenir les courants géostrophiques de 0 à 400 m, il nous suffit de calculer la hauteur dynamique tous les 5 dbar par rapport à la référence 1000 dbar, et d'appliquer la méthode dynamique tous les 5 dbar. Sur la figure 17, nous nous sommes limités à présenter le CGZM(T,S), le CGZM(T,T/Levitus) et le CZM, car le CGZM(T,T/S TOGA) est pratiquement identique au CGZM(T,S) (cf. paragraphe précédent)

La figure 17a nous apporte des résultats très intéressants concernant les courants géostrophiques de sub-surface. On constate que les courants vers l'ouest sont majoritaires sur la couche de 0 à 400 dbar. Cependant, le seul courant important de sub-surface est un courant vers l'est; le Sous-Courant Equatorial (SCE) ou encore le Courant de Cromwell. Ce courant est symétrique par rapport à l'équateur jusqu'à ses extensions profondes en dessous de 300 dbar que l'on nomme les jambes de Cromwell ou CCSN et CCSS. Il atteint des vitesses supérieures à 25 cms^{-1} entre 150 et 225 dbar et entre 2°S et 2°N, avec un maximum de 70 cms^{-1} (soit 1.4 noeud) à 185 dbar et à 0° de latitude. Les extensions profondes du SCE entourent un courant de sub-surface vers l'ouest, le Courant Equatorial Intermédiaire (CEI). On constate également que l'extension verticale des contre courants de surface (CCES et CCTS) ne dépasse pas les 150 à 200 dbar.

Si l'on compare le CGZM(T,T/S Levitus) au CGZM(T,S), (cf. figure 17a et 17b), on trouve une grande similitude; cependant, comme nous l'avions constaté pour le courant de surface, il y a des différences notables entre 7°S et 5°S et près de l'équateur. Par l'utilisation de la relation T/S Levitus, on obtient un CCES plus large de 2° de latitude vers le nord sur les 80 premiers mètres et un CES qui s'étend au delà de l'équateur sur les 50 premiers mètres. Le SCE a une vitesse maximum à 185 dbar, un peu plus importante de 20 cms^{-1} par rapport à celui déduit de l'utilisation de la relation T/S TOGA-165°E. On constate aussi qu'il n'y a pas de CEI sur la figure 17c. Par conséquent, le fait d'utiliser une relation T/S différente peut permettre, dans certains cas, de "voir" ou de ne pas "voir" un courant. La salinité peut donc jouer un rôle non négligeable dans le calcul de la circulation géostrophique.

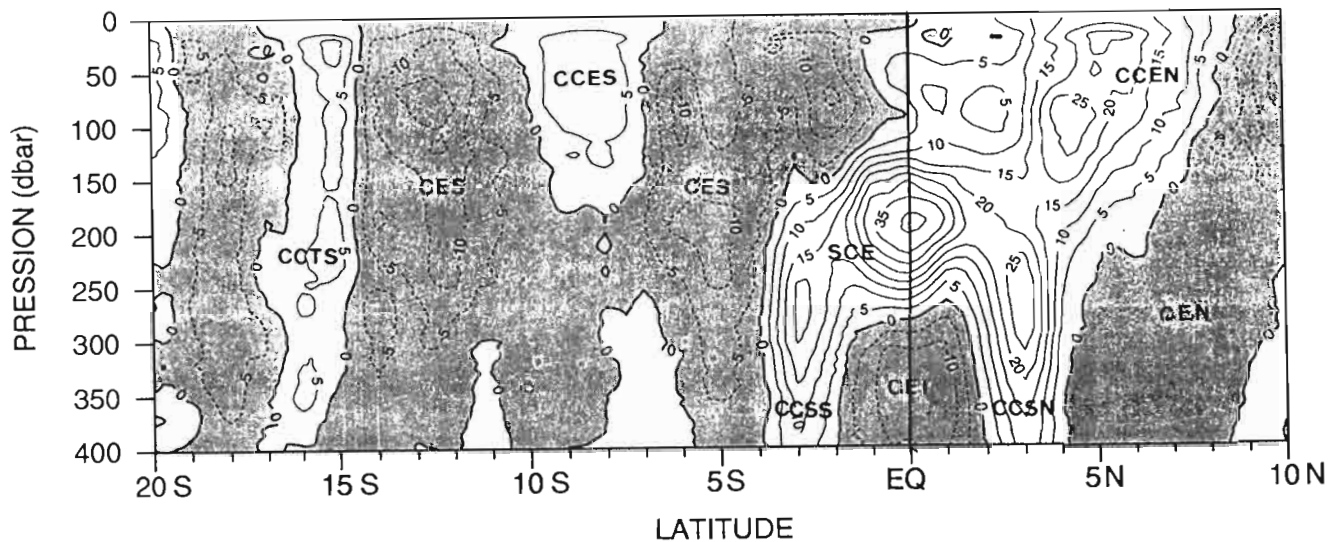


Figure 17a - Courant Zonal Moyen 84-92 (cm s^{-1}), à 165°E (ref: 600 dbar).

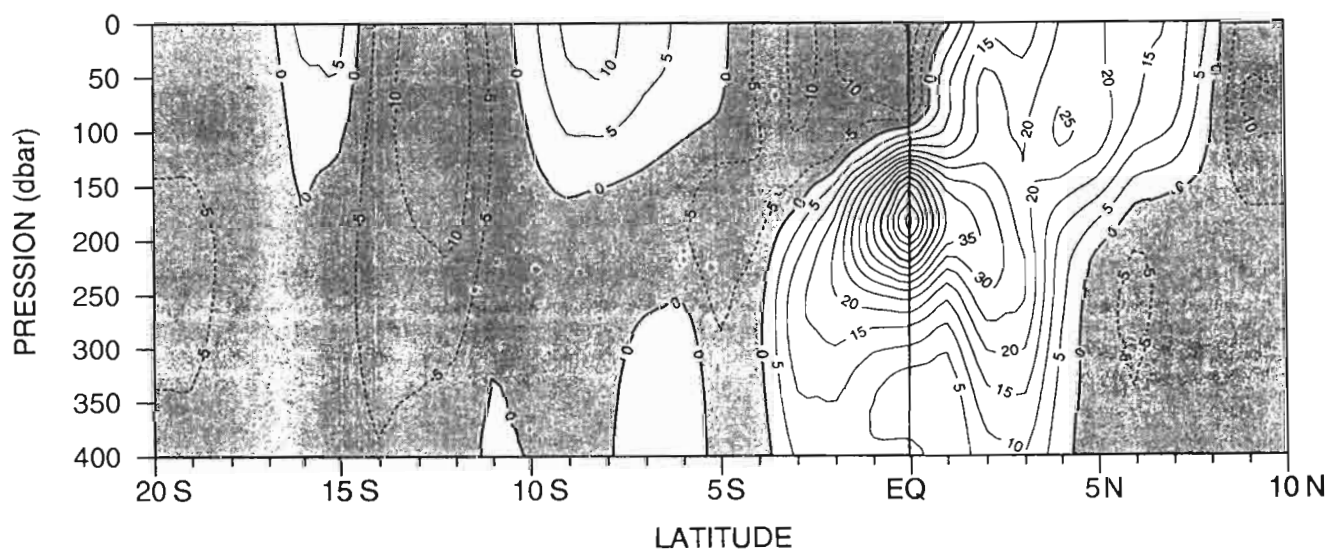


Figure 17b - Courant Geostrophique Zonal Moyen (T,S),84-92 (cm s^{-1}) à 165°E (ref: 1000 dbar)

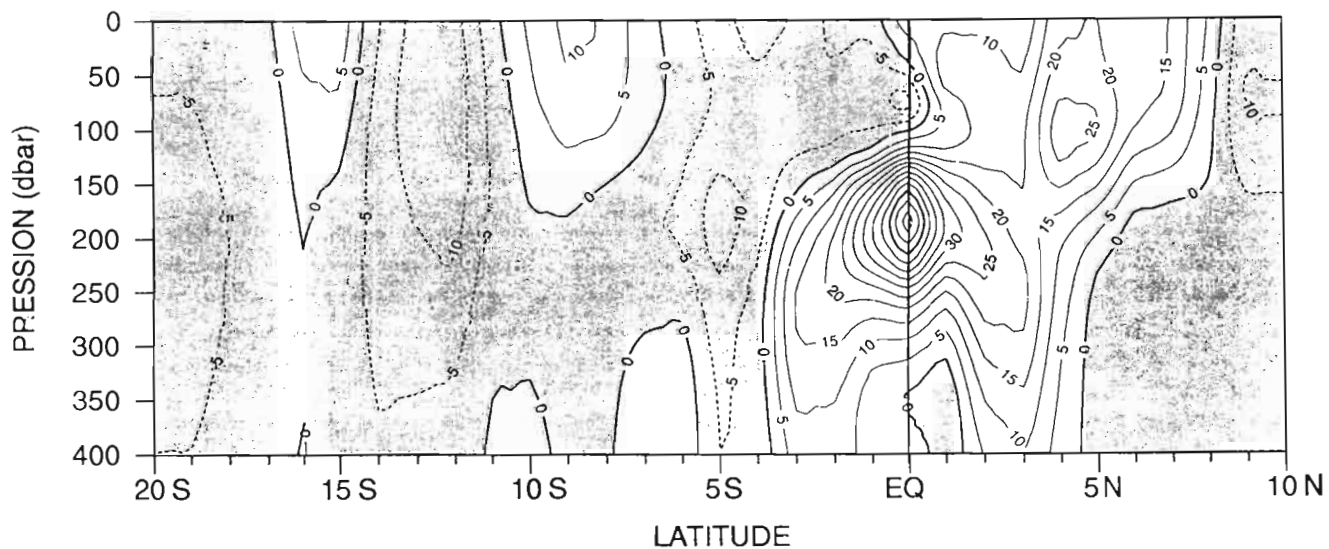


Figure 17c - Courant Geostrophique Zonal Moyen (T,T/S Levitus),84-92 (cm s^{-1}) à 165°E (ref: 1000 dbar). (sur les trois figures, les valeurs positives (négatives) en blanc (gris), représentent les courants vers l'est (l'ouest))

Comme nous l'avons fait pour le courant de surface, il est possible de comparer les courants géostrophiques par la méthode dynamique et le courant mesuré par des profileurs et moyenné sur toute la période 1984-92 (cf. figure 17c). On note une bonne similitude avec les autres figures 17a et 17c avec toutefois une certaines différences entre le CEI de la figure 17a et le CEI de la figure 17c qui n'excède pas les 45 cms^{-1} . On confirme l'intérêt de la méthode dynamique pour l'estimation des courants moyens. Les différences qui existe entre la figure 17a et 17c sont essentiellement dues à l'échantillonnage des mesures des profileurs qui ne permettent pas de filtrer l'ensemble des hautes fréquences en particuliers les courants dus au vent; et ainsi d'obtenir seulement la composante géostrophique des courants.

5.5) Courant géostrophique zonal de surface: évolution dans le temps (1987-89)

A partir des grilles générées par le logiciel Contour+ pour tracer les diagramme hauteur dynamique en fonction de la latitude et du temps (cf. figure 13a, 13b et 13c) et grâce aux lissages suivant les deux axes de la grille, nous avons pu calculer les courants géostrophiques zonaux pour chaque mois par la méthode dynamique. Pour cela, nous avons modifié le programme fortran *courantmoy.f* afin qu'il puisse réitérer le calcul pour les 37 mois de la période considérée. L'utilisation d'un pas grille de 1 mois et de 1° pour la hauteur dynamique et ensuite le filtrage dans les deux sens par l'intermédiaire d'un filtre Hanning sont justifiés à posteriori par le calcul des courants géostrophiques. Ce calcul nécessite en effet de ne garder que les phénomènes quasi-permanents. Il faut noter que le fait d'avoir utilisé un filtre et de calculer le courant par la méthode dynamique nécessitent de connaître la pente méridienne; nous perdons en latitude 3° au sud et au nord de la section étudiée le long du méridien 165°E et seulement un mois en début et fin de période. L'utilisation de Contour+ cette fois-ci en tant que simple logiciel graphique a permis de tracer les résultats du calcul dynamique (cf. figure 18) pour $H_{\text{dyn}}(T,S)$, $H_{\text{dyn}}(T,T/S)$ Levitus) et $H_{\text{dyn}}(T,T/S)$ TOGA).

Globalement, les trois graphiques de la figure 18 sont très semblables comme l'étaient les trois graphiques de la Hauteur dynamique (figure 13). Les courants les plus forts sont proches de l'équateur à cause de l'influence du paramètre de Coriolis. Au cours du Niño de 1987, un courant vers l'est relativement fort (90 cms^{-1}) et centré sur l'équateur permet la vidange de la "Warm pool" vers le Pacifique est, et contribue de manière indirect au réchauffement du Pacifique est. Il va ensuite diminuer assez rapidement en fin 87 et se déplacer au nord de 4°N pour laisser place dès le début 88, au Courant Équatorial Sud. La branche nord du CES va s'étendre de 4°N à 6°S . Tout au long de la Niña 88-89 et elle atteindra des vitesses de l'ordre de 40 à 70 cms^{-1} . Ce courant vers l'ouest correspondant au remplissage de la "Warm pool". A la fin de cette longue Niña on observe, toujours le long de l'équateur, à nouveau un courant vers l'est de l'ordre de 40 cms^{-1} qui précède une longue période Niño (cf. figure 6, l'index SO). En dehors de l'équateur, les courants géostrophiques sont beaucoup plus faibles, excédant rarement les 10 cms^{-1} . On note toutefois deux faits important: la présence en période Niño, d'un courant vers l'est situé entre 2°N et 5°S et en période Niña le renforcement du Contre Courant Equatorial Sud (CCES) pour atteindre des vitesses de 20 cms^{-1} vers 9°S .

En utilisant les mesures de courants faites par les profileurs et en effectuant le même traitement (filtre Hanning) que pour les hauteurs dynamiques, on obtient le diagramme temps-latitude du courant zonal de la figure 19.

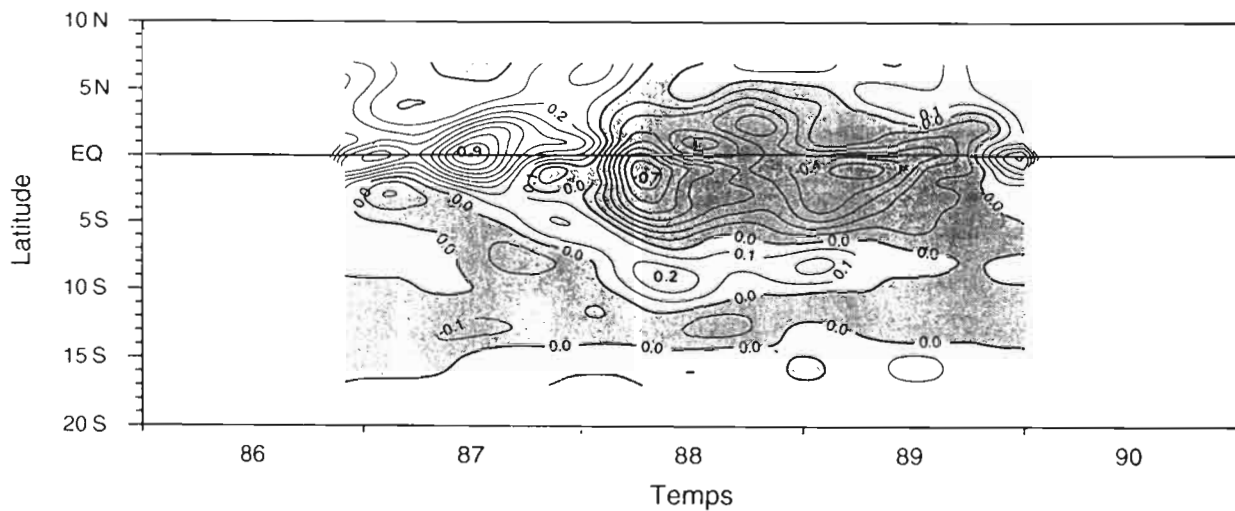


Figure 18a - Courant Géostrophique Zonal (T,S), (ms^{-1}), à 165°E (ref: 1000 dbar).

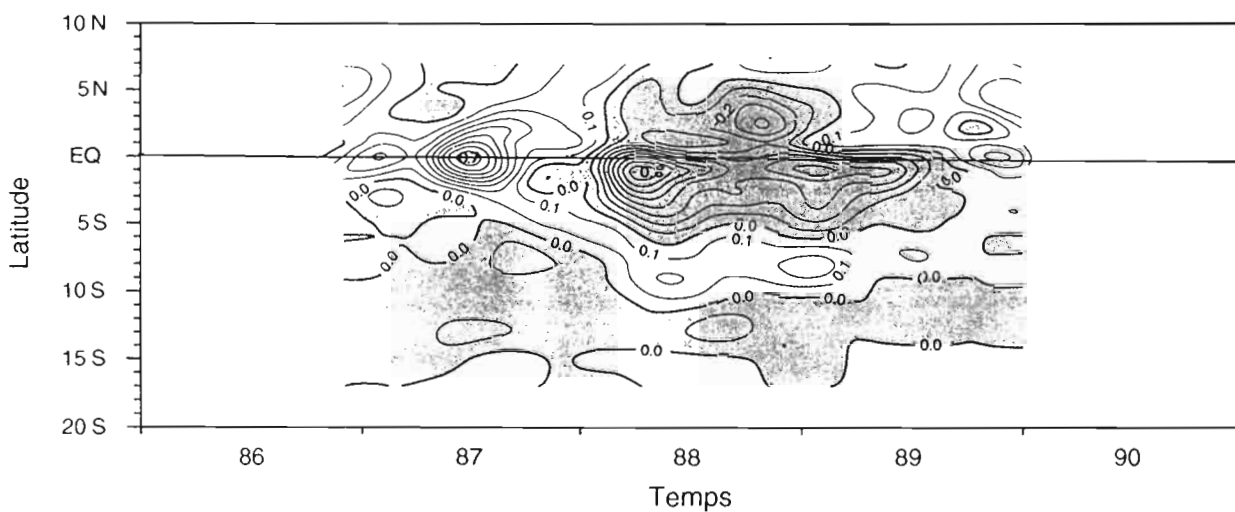


Figure 18b - Courant Géostrophique Zonal (T,T/S Levitus), (ms^{-1}), à 165°E (ref: 1000 dbar)

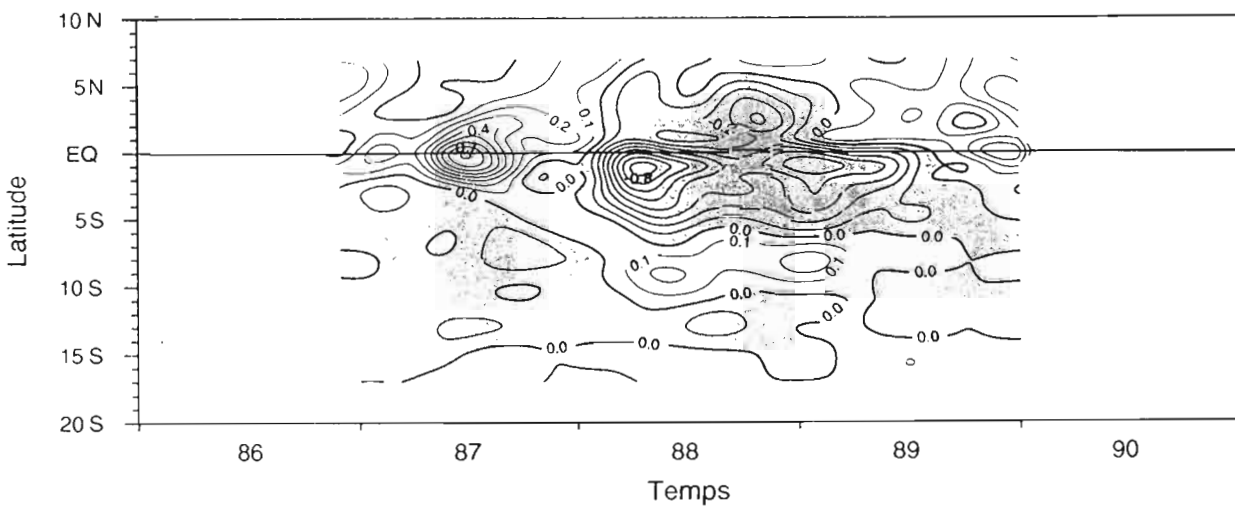


Figure 18c - Courant Géostrophique Zonal (T,T/S TOGA), (ms^{-1}), à 165°E (ref: 1000 dbar), (légende: idem figures 17).

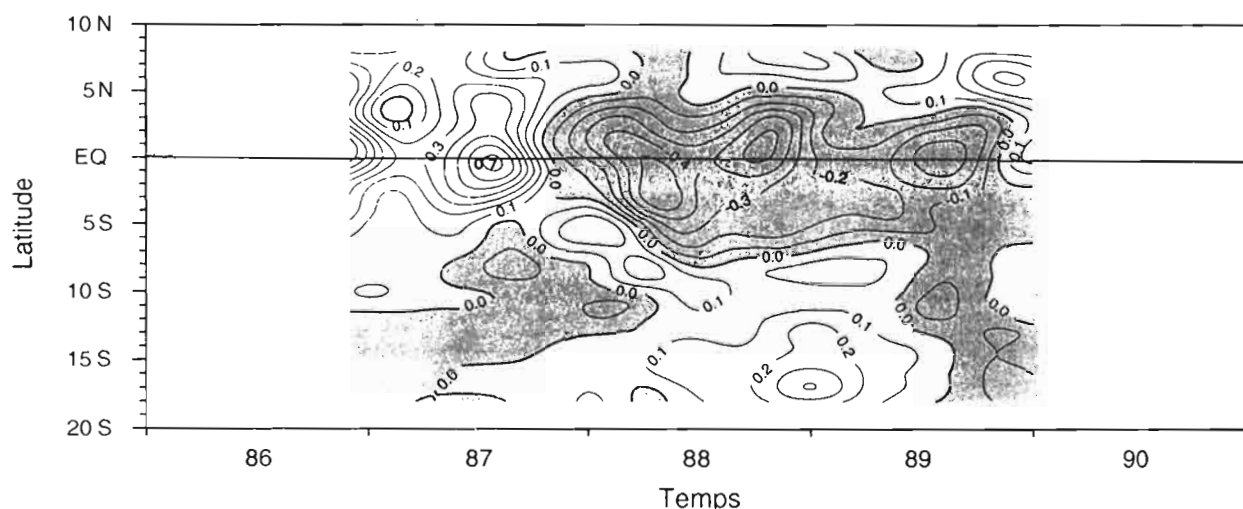


Figure 19 - Courant Zonal filtré à 20m, (ms^{-1}) à 165°E . (légende: idem figures 17)

On constate une bonne correspondance entre la figure 19 et les figures 18a, 18b et 18c, comme nous l'avons vu pour les courants moyens. L'évolution des différents courants en fonction des périodes (Niño, Niña) est pratiquement identique sauf au sud de 12°S en 1988 certainement imputable au faible nombre de mesures effectuées dans cette zone. Le Courant équatorial dirigé vers l'est mesuré au cours du Niño 87 n'atteint pas des vitesses aussi importantes que celles obtenues par le calcul dynamique.

Afin d'étudier cette fois-ci, l'influence des deux relations T/S (Levitus et TOGA- 165°E) sur le calcul des courants géostrophiques, nous avons effectué les trois différences possibles entre les figures 18a, 18b et 18c. (cf. figures 20). Sur les figures 20a et 20b qui représentent donc les différences entre le Courant Géostrophique Zonal (T,S) (noté CGZ(T,S)) et soit CGZ(T,T/S Levitus), soit CGZ(T,T/S TOGA), on peut se faire une idée objective de l'erreur consécutive à l'utilisation d'une relation T/S dans le calcul de la hauteur dynamique. L'erreur absolue peut atteindre 30 cms^{-1} pour des courants du même ordre de grandeur, alors que pour les courants moyens, l'erreur absolue maximum était de 20 cms^{-1} à l'équateur. Ces erreurs absolues sont les plus fortes et les plus variables dans la zone comprise entre 3°N et 5°S . Lorsque l'on compare les figures 20a et 20b aux figures 18a, 18b et 18c, on constate qu'au moment du fort courant vers l'est en période Niño 87 et fin 89, l'erreur est négative et inversement pour le courant vers l'ouest (Niña 88-89) avec toutefois des exceptions à la règle entre l'équateur et 2°S en 1988. L'effet induit sur le calcul des courants géostrophiques par l'utilisation d'une relation T/S est donc de sous-estimer le courant vers l'est au cours du Niño 87 et de globalement sous-estimer le courant vers l'ouest au cours de la Niña 88-89, excepté en 88 entre l'équateur et 2°S , où l'on a le même phénomène qu'en 1987. Sur la figure 21c, nous avons représenté la différence CGZ(T,T/S Levitus) - CGZ(T,T/S TOGA) pour estimer les progrès apportés par la relation TOGA- 165°E . Contrairement aux figures 20a et 20b, cette différence ne varie pratiquement pas en fonction du temps, sauf entre 2°N et 2°S . Dans cette zone entourant l'équateur, où les courants sont très sensibles aux pentes dynamiques, la différence entre la figure 18b et 18c varie entre -10 cms^{-1} et $+10 \text{ cms}^{-1}$ sans relation notable avec la direction et l'intensité des courants. En dehors de cette zone, la différence étudiée n'excède pas les 5 cms^{-1} , sauf entre 3°S et 6°S où la relation T/S Levitus sous-estime les courants vers l'ouest et surestime les courants vers l'est entre 5 et 10 cms^{-1} pour des courants du même ordre de grandeur. Comme pour la hauteur dynamique, on explique ce phénomène par la différence entre les deux relations T/S (cf. figure 15) principalement vers 2°S .

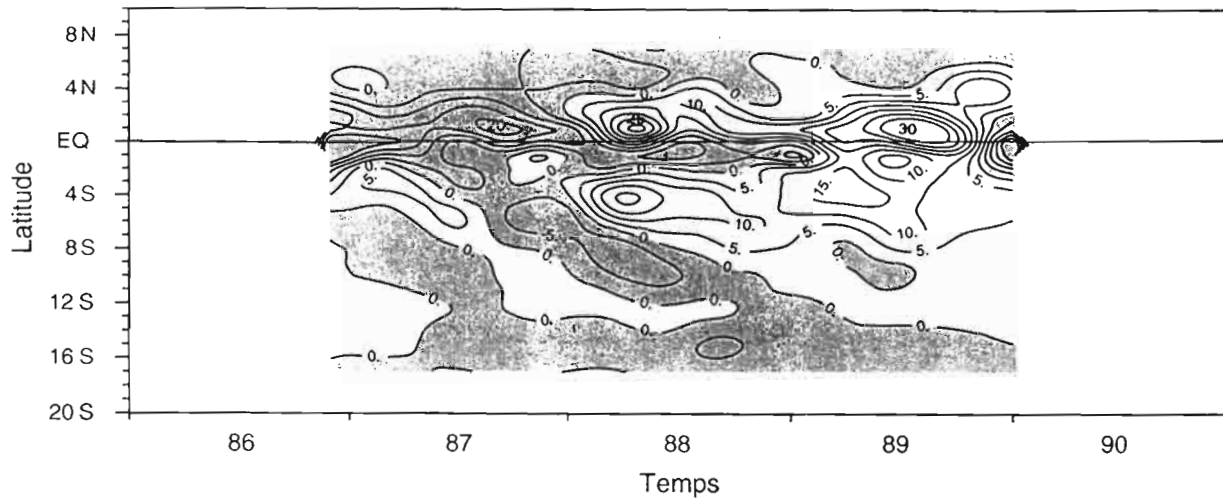


Figure 20a - CGZ(T,T/S Levitus)-CGZ(T,S), (cms^{-1}), à 165°E (réf. 1000 dbar).

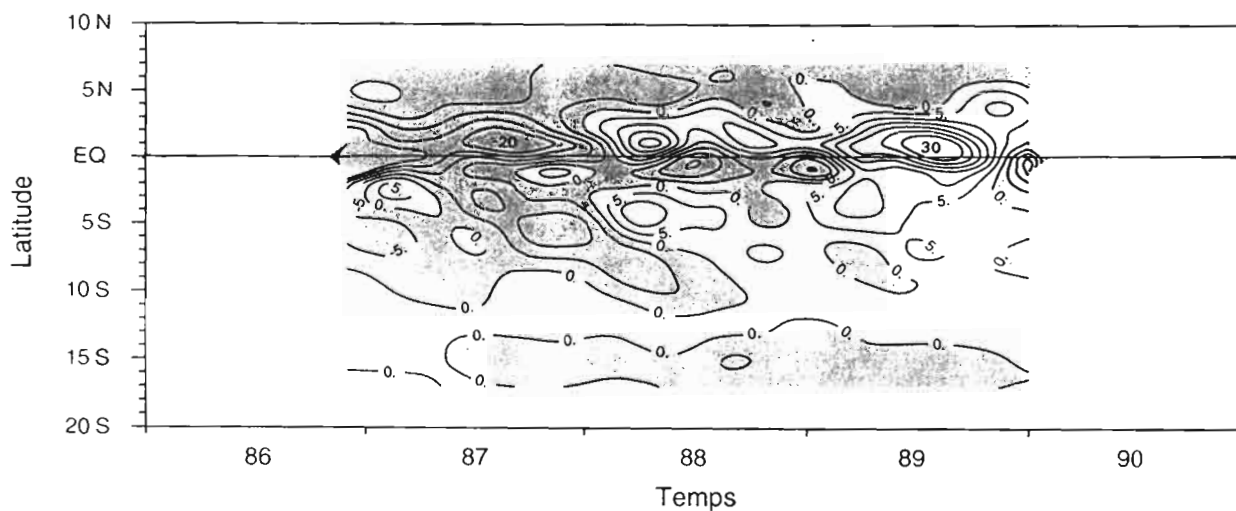


Figure 20b - CGZ(T,T/S TOGA)-CGZ(T,S), (cms^{-1}), à 165°E (réf. 1000 dbar).

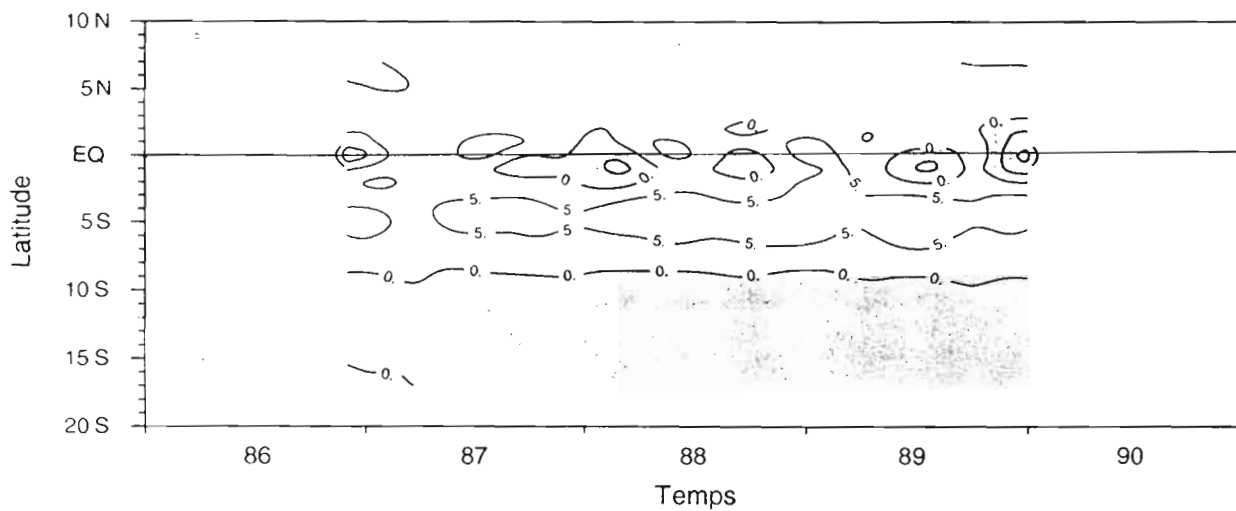


Figure 20c - CGZ(T,T/S Levitus)-CGZ(T,T/S TOGA), (cms^{-1}), à 165°E (réf. 1000 dbar), (légende: idem figures 17).

5.6) Conclusion sur les courants géostrophiques zonaux

Même si l'utilisation d'une relation T/S, rendant la salinité entièrement dépendante de la température, permet d'avoir une bonne idée des courants géostrophiques moyens et de leur évolution spatio-temporelle, on peut faire des erreurs très importantes sur les courants en particulier entre 4°N et 10°S. Cela n'aurait pas tellement été préjudiciable si cette erreur avait été constante dans le temps. Bien au contraire, elle connaît une forte variabilité principalement dans la zone équatoriale qui est fonction de la période considérée. On constate en effet, que cette erreur sous-estime le courant vers l'est du Niño 87 et globalement sous-estime le courant vers l'ouest au cours de La Niña 88-89.

L'amélioration apportée par la relation T/S TOGA-165°E par rapport à la relation T/S Levitus est incontestable pour l'estimation des courants géostrophiques moyens. Par contre elle est moins significative lorsque l'on s'intéresse à leur évolution temporelle. La variabilité de la salinité indépendante de la température joue un rôle important. Elle doit être prise en compte si l'on veut améliorer le calcul des courants géostrophiques et l'étude de leur évolution temporelle.



CHAPITRE 6 - APPLICATION AUX DONNEES XBT DE LA PERIODE 1979-93

Un réseau d'XBT (eXpandable Bathy-Thermograph), a été mise en place par le groupe SURTROPAC, en 1979, à partir des navires marchands sillonnant l'océan Pacifique (Donguy, Hénin 1978). Ainsi, nous avons à notre disposition un nombre important de profils de température de 0 à 400 m ou 700 m. Dans le cadre de notre étude de la hauteur dynamique et des courants géostrophiques à 165°E, nous allons utiliser ces données de température et la nouvelle relation T/S TOGA-165°E qui donne une meilleure estimation de la salinité que ne le faisait la relation Levitus. Cette relation T/S TOGA n'étant valable qu'à 165°E entre 10°N et 20°S, nous sommes allés chercher dans les données (par l'intermédiaire d'un programme du groupe SURTROPAC), celles correspondant à la zone 160-170°E et 10°N-20°S.(cf. figure 21). Cette extension de part et d'autre du 165°E permet de répertorier 6929 tirs d'XBT entre 1979 et 1993 et atteignant au minimum la profondeur 400 dbar (qui sera donc notre surface isobare de référence). Cette extension est justifiée par le fait que l'échelle de décorrélation zonale est supérieure à 10° (Meyers, Phillips, Smith et Sprintall, 1991). Avant d'effectuer le calcul de la hauteur dynamique et le calcul dynamique en utilisant le même traitement que pour les données des 33 campagnes (pas de grille de 1 mois et de 1° de latitude, filtre Hanning), nous avons dû réduire notre zone d'étude (cf. polygones sur la figure 21) en fonction de la répartition spatio-temporelle des tirs d'XBT.

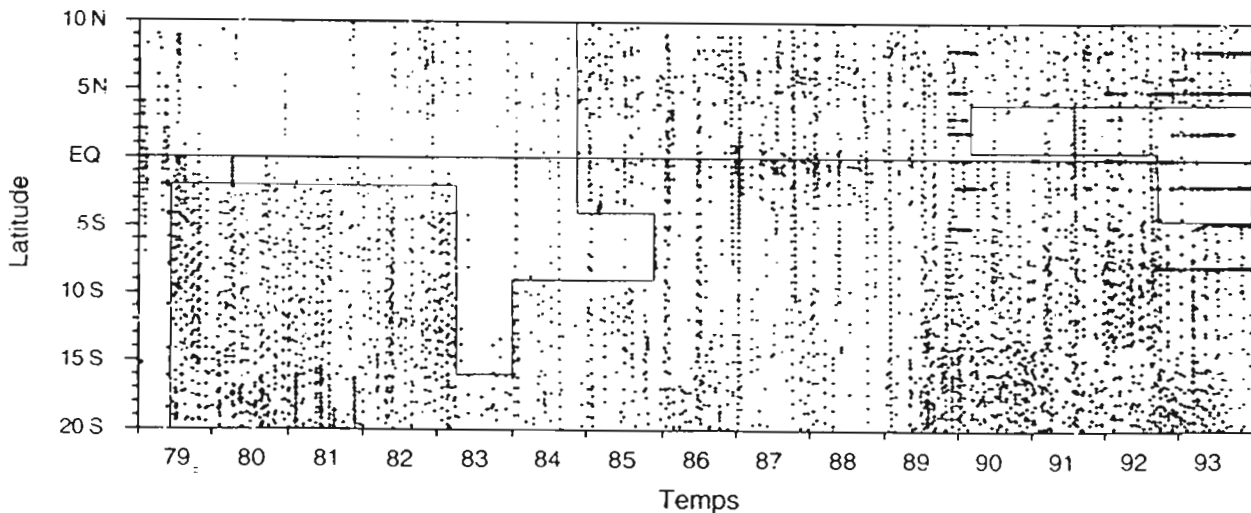


Figure21 - Localisation des 6929 tirs d'XBT entre 160°E et 170°E sur la période 1979-93 (les zones délimitées par des polygones ne seront pas étudiées en raison du faible nombre de données)

6.1) Evolution de la topographie dynamique au cours de la période 1979-93

Comme pour les données des 39 sections de la période TOGA (cf. chapitre 4 sur la topographie dynamique à 165°E), nous avons calculé et tracé la hauteur dynamique à partir des profils de température de 0 à 400 m et de la salinité obtenues par une relation climatologique T/S (TOGA-165°E ou Levitus). Nous avons seulement présenté sur la figure 22a la hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E et sur la figure 22b la différence entre la hauteur dynamique calculée par la relation T/S Levitus et par la relation T/S TOGA car les deux hauteurs

dynamiques sont très semblables. Ce n'est que lorsque l'on regarde la figure 22b que l'on discerne bien les différences.

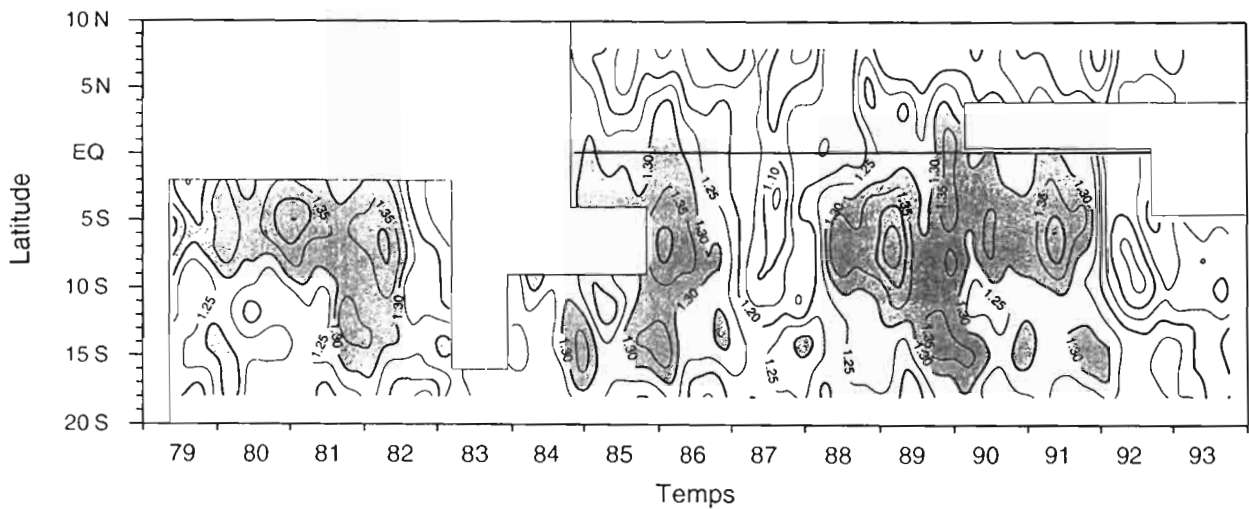


Figure 22a - Hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E (m.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/400dbar, à 165°E (les zones grisées représentent les hauteurs supérieures à 1.3 m.dyn).

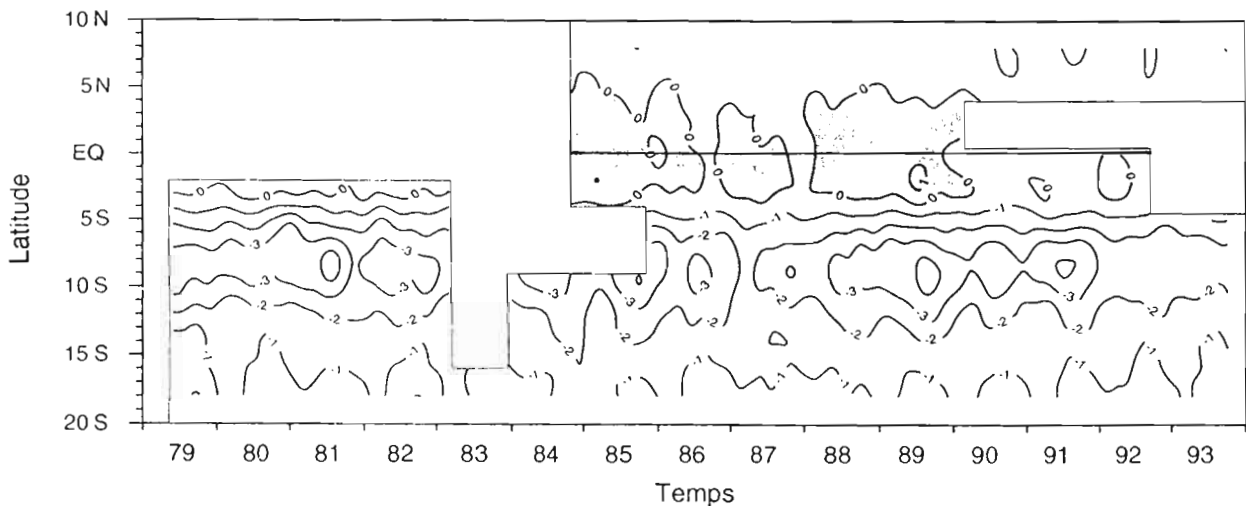


Figure 22b - Hdyn(T,T/S Levitus)-Hdyn(T,T/S TOGA) (cm.dyn) en fonction du temps et de la latitude, 0/400 dbar, à 165°E (les zones grisées représentent les valeurs positives).

Tout d'abord, on note la référence n'est plus 1000 dbar mais 400 dbar, si bien que les anomalies par rapport 400 dbar sont plus faible que par rapport à 1000 dbar. Cependant, on retrouve bien l'évolution dans le temps entre 1987 et 1989 observée sur les figures 13a, 13b et 13c; c'est-à-dire un creux dynamique au cours du Niño 87 et une bosse durant La Niña 88-89, principalement entre 2°S et 10°S. Il semblerait que l'on puisse faire les mêmes constations au cours des autres Niño et Niña de la période 79-93. En effet, au cours du Niño 82-83, malgré le polygone qui occulte pratiquement toute l'année 83, il y a un creux dynamique à partir de mi 82, ainsi qu'en mi 91, 92 et 93 correspondant également à des périodes Niño (cf. l'index SO, figure 6). En période Niña et en période "normale", il y a plutôt une bosse dynamique entre les latitudes

2°N et 8°S. On confirme que la variabilité de la hauteur dynamique n'est pas la plus forte à l'équateur mais au sud, vers 3°S. Lorsque l'on regarde maintenant la figure 22b, on retrouve les résultats obtenus dans le chapitre 4 sur la topographie dynamique à 165°E. L'erreur induite par l'utilisation de la relation T/S Levitus est relativement indépendante du temps avec une surestimation maximum de la hauteur dynamique, de l'ordre de 4 cm.dyn vers 8°S, et une sous-estimation beaucoup moins importante, de l'ordre de 0.5 cm.dyn entre 2°S et 2°N.

6.2) Evolution des courants géostrophiques au cours de la période 1979-93

En reprenant le programme fortran *courant.f* (cf. chapitre 5 sur les courant géostrophiques), nous avons pu calculer les courants par la méthode dynamique à partir des hauteurs dynamiques (Levitus et TOGA-165°E) issues des données du réseau XBT. Comme dans le paragraphe précédent, il n'a été représenté sur les figures suivantes, que le courant géostrophique zonal calculé à partir de la hauteur dynamique T, T/S TOGA-165°E (CGZ(T,T/S TOGA) et la différence entre CGZ(T,T/S Levitus) et CGZ(T,T/S TOGA).

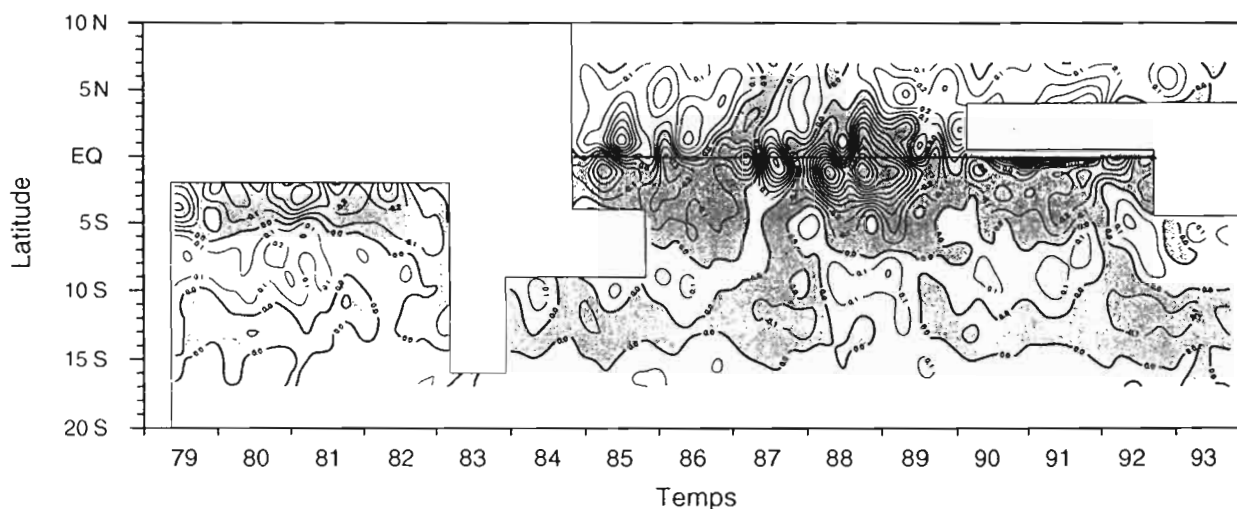


Figure 23a - CGZ(T,T/S TOGA) (ms^{-1}), en fonction du temps et de la latitude, (réf. 400 dbar), à 165°E.

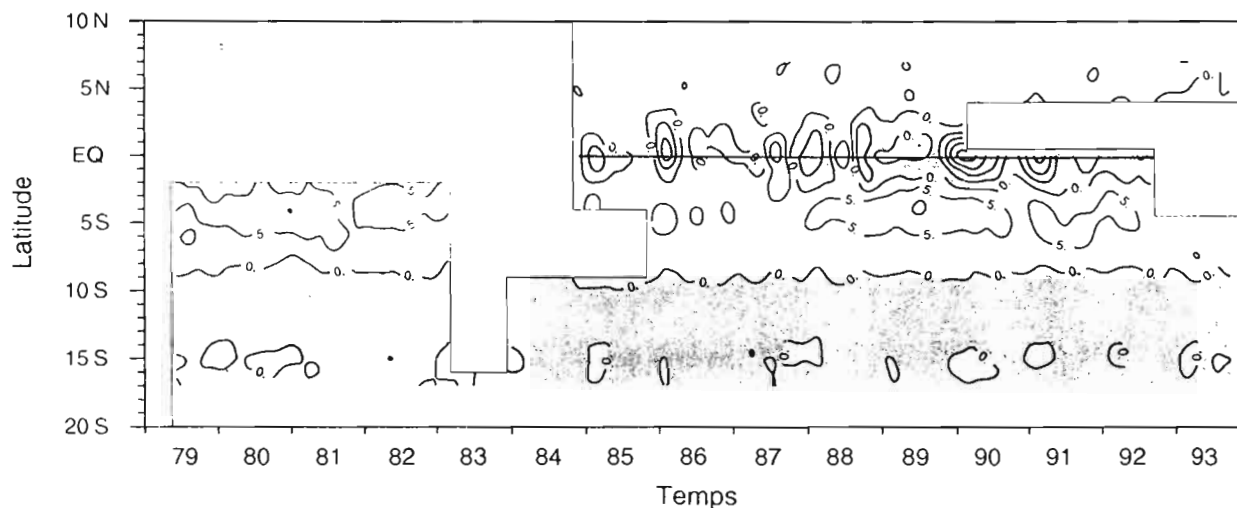


Figure 23b - CGZ(T,T/S Levitus) - CGZ(T,T/S TOGA) (cms^{-1}), en fonction du temps et de la latitude (réf. 400 bar), à 165°E (légende: idem figure 17).

Sur la période 87-89, on ne retrouve pas exactement les mêmes résultats que dans le chapitre sur les courants géostrophiques, en particulier au sud de l'équateur, certainement à cause des isobares de références différentes. Il n'y a pas un aussi net renforcement du CCES au cours de La Niña 88-89. Cependant, il y a bien un fort courant vers l'est centré sur l'équateur durant El Niño 87, et inversement un courant vers l'ouest centré un peu plus au sud de l'équateur, durant la Niña 88-89. Ayant maintenant à notre disposition une période d'étude plus importante, surtout au sud de 9°S, on observe certaines relations entre les courants et l'index SO. La branche sud du CES se renforce en période Niño atteignant une vitesse comprise entre 10 et 20 cms^{-1} , par contre au moment de la Niña de 88-89, la branche sud du CES disparaît. Lorsque l'index SO est inférieur à -2, soit en fin 82-début 82, en mi 87 et en fin 91-début 92 (cf. figure 6, l'index SO), le CCES disparaît et ainsi les 2 branches du CES se rejoignent. La figure 23b qui permet de quantifier l'amélioration apportée par la relation T/S TOGA-165°E, donne pratiquement des résultats identiques à ceux obtenus à partir des données des 39 sections. On constate une amélioration inférieure à 5 cms^{-1} , en valeur absolue au sud de 6°S et au nord de 4°N pour des courants ayant des intensités comprises entre 0 et 15 cms^{-1} . La relation T/S Levitus à ces latitudes, induit globalement une surestimation du CCEN coulant vers l'est et une surestimation de la branche sud du CES coulant vers l'ouest. Entre 2°S et 6°S, la relation conduit à des erreurs de l'ordre de 5 cms^{-1} à 10 cms^{-1} et ainsi à une surestimation des courants vers l'est et une sous-estimation des courants vers l'ouest, ces courants ne dépassant pas eux-mêmes les 20 cms^{-1} . Aux alentours de l'équateur (2°S-4°N), la différence entre les deux courants est très variable (de -15 à +25 cms^{-1}) et sans relation notable avec la période (Niño, Niña), la direction ou l'intensité des courants (variant de -110 à +60 cms^{-1}).

CONCLUSION

Grâce aux nombreuses campagnes océanographiques effectuées le long du méridien 165°E, entre 1984 et 1992, dans le cadre du programme mondial TOGA, nous avons pu mettre au point une nouvelle relation T/S (TOGA-165°E), et ainsi comparer l'utilisation de cette relation et de la relation T/S Levitus par rapport à l'utilisation du profil de salinité réelle, pour le calcul de la topographie dynamique et des courants permanents.

Nous avons obtenu les résultats suivant:

Pour les hauteurs dynamiques moyennes (1984-92), l'utilisation de la relation T/S Levitus entraîne une sous-estimation en moyenne (de 20°S à 10°N) de 2.2 cm.dyn de la hauteur dynamique, avec une différence maximale de 5.3 cm.dyn à 9°S; pour les courants zonaux moyens, il y a une différence moyenne de 4 cms⁻¹ avec des différences maximales de 20 cms⁻¹ pour des courants du même ordre de grandeur. La relation T/S Levitus donne parfois des courants allant dans la direction opposée. En revanche, l'utilisation de la relation T/S TOGA-165°E donne pratiquement les mêmes résultats que ceux obtenus avec le profil S(z).

Pour l'évolution temporelle, on note des différences de -7 cm.dyn à 2 cm.dyn pour une hauteur dynamique obtenue à partir du profil S(z) qui varie de 20 cm.dyn pendant la période d'étude; et de -20 cms⁻¹ à 30 cms⁻¹ pour des courants compris entre -70cms⁻¹ et 90cms⁻¹. Contrairement aux hauteurs dynamiques et aux courants géostrophiques moyens, l'utilisation de la relation T/S TOGA-165°E ne réduit la différence au mieux que de 5 cm.dyn pour la hauteur dynamique et de 5 cms⁻¹ pour le courant. Ces différences sont fonctions de la période considérée (El Niño, La Niña):

-durant El Niño de 1987, par l'utilisation d'une relation T/S, globalement, on sous-estime la hauteur dynamique car les relations T/S surestiment la salinité; et l'on sous-estime le courant vers l'est au niveau de l'équateur.

-durant La Niña de 1988-89, on surestime globalement la hauteur dynamique car les relations T/S sous-estiment la salinité; et l'on sous-estime le courant vers l'ouest en zone équatoriale.

Par l'utilisation de cette nouvelle relation T/S TOGA-165°E appliquée aux données issues du réseau XBT (sélectionnées entre 160°E et 170°E en longitude, et 20°S et 10°N en latitude, sur la période 1979-93), pour le calcul de la hauteur dynamique et des courants géostrophiques, nous avons pu mettre en évidence une topographie dynamique et une circulation liées aux phénomènes El Niño et La Niña de la période 1979-93.

Ces résultats montrent l'importance de la prise en compte de la variabilité de la salinité réelle. Cependant, étant donné le coup élevé des sondes jetables permettant d'obtenir des profils de salinité, il est pour l'instant impossible d'obtenir ces profils de salinité de manière systématique, comme le fait le réseau XBT pour la température. Une relation T/S fixe adaptée à la zone étudiée permet une première amélioration par rapport à la relation T/S Levitus. Une deuxième amélioration possible, étant donné la forte variabilité de la relation T/S entre événement El Niño et La Niña, pourrait être d'avoir une relation T/S pour les périodes El Niño et une relation T/S pour les périodes La Niña.

Ce stage a permis d'aborder l'analyse et le traitement de données de campagnes océanographiques, d'approcher les difficultés et les limites tant dans le traitement des données que dans l'interprétation physique de celui-ci. Cette courte expérience en matière d'océanographie physique a permis une intégration au sein d'une équipe de recherche sur un sujet passionnant (le phénomène El Niño) dans le cadre d'un grand programme d'océanographie climatique international (TOGA).



BIBLIOGRAPHIE

- Cooper N.S., 1988. The effect of salinity on tropical ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 697-707.
- Delcroix T. et G. Eldin, 1995. Observations hydrologiques dans l'océan pacifique tropical ouest. *Editions de l'ORSTOM (sous presse)*
- Delcroix T. et C. Hénin, 1989. Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1979-85. *J. Mar. Res.*, 47, 777-812.
- Delcroix T., G. Eldin, E. Firing, C. Henin, S. Pu, M.H. Radenac, P. Rual et J. Toole, 1995. Variability of upper ocean water masses and transports in the western equatorial Pacific during the TOGA period, *Proceedings of the TOGA95 International Scientific Conference, Melbourne 2-7 avril 1995 (sous presse)*
- Delcroix T., G. Eldin et C. Hénin, 1987. Upper ocean water masses and transport in the western tropical Pacific (165°E). *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 2248-2262.
- Delcroix T. et C. Hénin, 1988. Observations of the equatorial intermediate current in the western Pacific ocean (165°E). *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 363-366.
- Delcroix T., G. Eldin, M.H. Radenac, J. Toole et E. Firing, 1992. Variations of the western equatorial Pacific ocean, 1986-1988. *J. Geophys. Res.*, 97, 5423-5447.
- Delcroix T., F. Masia et G. Eldin, 1992. Comparison of profiling current meter and shipboard ADCP measurements in the western equatorial Pacific. *J. Atmosph. Ocean. Tech.*, 9, 867-871.
- Delcroix T. et C. Hénin, 1991. Seasonal and interannual variations of sea-surface salinity in the tropical Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 22135-22150.
- Delcroix T., 1993. Seasonal and interannual variability of sea-surface temperatures in the tropical Pacific, 1969-1991. *Deep Sea Res.*, 40, 2217-2228.
- Donguy J.R. et C. Henin, 1978. La salinité de surface dans l'Océan Pacifique tropical sud-ouest. *Cahiers ORSTOM, Série Océanographie*, 16, 107-136.
- Donguy J.R. et C. Henin, 1978. Hydroclimatic anomalies in the South Pacific, *Oceanologica Acta*, 1, 25-30.
- Donguy J.R. et C. Henin, 1980. Climatic teleconnections in the western south Pacific with El Nino phenomenon, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1952-1958.
- Donguy J.R., 1994. Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean. Relation with climate. *Prog. Oceanog.* vol. 34, pp 45-78.
- Firing E., 1987. Deep zonal currents in the central equatorial Pacific, *J. Mar. Res.*, 45, 791-812.
- Gouriou Y. et J. Toole, 1993. Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 98, 22495-22520.
- Helland-Hansen B. et Sandström, 1903. Uber die Berechnung von Meeresströmungen, *Rep. Norv. Fish. Marine Invest.*, vol. 5, n°4, Bergen.
- Kessler W.S. et B.A. Taft, 1987. Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979-84. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 97-122.
- Lacombe H., 1965. Cours d'océanographie physique, théorie de la circulation générale, houles et vagues. *Gauthier Villard Paris.*

- Levitus S., 1982. Climatological atlas of the world ocean, NOAA *Prof. Pap.* 13, 173 pp., U.S. Govt. Print. Office, Washington, D.C.
- Lukas R. et E. Linstrom, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.
- McPhaden M.J., S. Hayes, L.J. Mangum et J.M. Toole, 1990. Variability in the western equatorial Pacific Ocean during the 1986-87 ENSO event. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 190-208.
- Meyers G., H. Phillips, N. Smith et J. Sprintall, 1991. Space and time scales for optimal interpolation of temperature- Tropical Pacific Ocean, *Prog. Oceanog. Vol.* 28, pp. 189-218.
- Picaut J., A.J. Busalacchi, M.J. McPhaden, L. Gourdeau, F.I. Gonzalez et E.C. Hackert, 1995. *Soumis au numéro spécial du J. Geophys. Res. sur Topex/Poseidon.*
- Picaut J. et R. Tournier, 1991. Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data, *J. Geophys. Res.*, 96, suppl., 3263-3277.
- Porte V., 1992. Relation entre les précipitations et salinité de surface au sein du Pacifique tropical, aux échelles saisonnières et interannuelles, *Mémoire de stage Océanographie Physique, ORSTOM.*

GLOSSAIRE

Les termes techniques sont à la portée de tous. Certains méritent cependant d'avantage de lumière, en particuliers les acronymes qui sont souvent en anglais.

| | |
|-----------|--|
| ADCP | <i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> |
| CAC | <i>Climate Analysis Center (NMC/NOAA, Washington)</i> |
| CCEN | Contre Courant Equatorial Nord |
| CCES | Contre Courant Equatorial Sud |
| CCSN | Contre Courant de Sub-surface Nord |
| CCSS | Contre Courant de Sub-surface Sud |
| CCTS | Contre Courant Tropical Sud |
| CEI | Courant Equatorial Intermédiaire |
| CEN | Courant Equatorial Nord |
| CES | Courant Equatorial Sud |
| CGZ | Courant Géostrophique Zonal |
| CGZM | Courant Géostrophique Zonal moyen |
| CTD | <i>Conductivity, Temperature, Depth (capteur)</i> |
| CZM | Courant Zonal Moyen |
| El Niño | L'enfant Jésus |
| ENSO | <i>El Niño / Southern Oscillation</i> El Niño / Oscillation Australe |
| Hdyn | Hauteur dynamique |
| La Niña | La petite fille |
| NMC | <i>National Meteorological Center</i> |
| NOAA | <i>National Oceanographic and Atmospheric Administration</i> |
| PCM | <i>Profiling Current Meter</i> |
| SCE | Sous-Courant Equatorial |
| SOI | <i>Southern Oscillation Index</i> Indice d'Oscillation Australe |
| SST | <i>Sea Surface Temperature</i> |
| STD | <i>Salinity, Temperature, Depth (capteur)</i> |
| SURTROPAC | Surveillance Trans-Océanique du Pacifique |
| TAO Array | <i>Tropical Atmos. Ocean Array</i> |
| TOGA | <i>Tropical Ocean and Global Atmosphere</i> |
| XBT | <i>Expandable Bathy-Thermograph</i> (Sonde thermique à tête perdue) |
| ZCPS | Zone de Convergence du Pacifique Sud |
| ZITC | Zone Inter Tropicale de Convergence |

ANNEXES

Programmes et sousroutines FORTRAN 77 utilisés sous UNIX:

-RO80

-HDY80

- HDYLEV

- HDYN165E.F

et

- COURANT.F

ro80.f

```

C*****
C                               26/07/83.
C Subroutine RO80(Z,T,S,RHO) de calcul de Densite par l'Equation d'Etat
C Internationale de l'Eau de Mer, UNESCO 1980.
C Z en db., T en deg.C, S en o/oo, RO obtenu en kg/m3.
C
C IMPORTANT: Declarer Z,T,S,RO en D.P. dans le Prog. d'appel.
C*****
C
C SUBROUTINE RO80(Z,T,S,ROSTP)
C *26.07.83 Densite (kg/m3) par l'Eq. d'Etat 1980.
C
C IMPLICIT DOUBLE PRECISION (A-Z)
C DIMENSION A(5),B(4),C(2),E(4),F(3),G(2),H(3),I(2),K(2),M(2)
C
C DATA A/6.793952D-2,-9.09529D-3,1.001685D-4,-1.120083D-6,
C +6.536332D-9/
C DATA B/-4.0899D-3,7.6438D-5,-8.2467D-7,5.3875D-9/
C DATA C/1.0227D-4,-1.6546D-6/, E/148.4206D0,-2.327105D0,
C +1.360477D-2,-5.155288D-5/
C DATA F/-0.603459D0,1.09987D-2,-6.167D-5/, G/1.6483D-2,
C +5.3009D-4/
C DATA H/1.43713D-3,1.16092D-4,-5.77905D-7/, I/-1.0981D-5,-1.6078D-6/
C DATA K/-6.12293D-6,5.2787D-8/,M/2.0816D-8,9.1697D-10/
C DATA DIX/10.0D0/
C
C A0=999.842594D0
C B0=8.24493D-1
C C0=-5.72466D-3
C D0=4.8314D-4
C E0=19652.21D0
C F0=54.6746D0
C G0=7.944D-2
C H0=3.239908D0
C I0=2.2838D-3
C J0=1.91075D-4
C K0=8.50935D-5
C M0=-9.9348D-7
C
C P=Z/DIX
C S32=S*DSQRT(S)
C
C-----Secant Bulk Modulus K(S,T,Z), (bars)-----
C
C AW=H0+T*(H(1)+T*(H(2)+T*(H(3))))
C BW=K0+T*(K(1)+T*(K(2)))
C KW=E0+T*(E(1)+T*(E(2)+T*(E(3)+T*(E(4))))
C BX=BW+S*(M0+T*(M(1)+T*(M(2))))
C AX=AW+S*(I0+T*(I(1)+T*(I(2))))+J0*S32
C KST0=KW+S*(F0+T*(F(1)+T*(F(2)+T*(F(3)))))+S32*(G0+T*(G(1)+
C +T*(G(2))))
C KSTP=KST0+P*(AX+P*BX)
C
C-----Densite RO(S,T,Z), (kg/m3)-----
C
C ROW=A0+T*(A(1)+T*(A(2)+T*(A(3)+T*(A(4)+T*(A(5)))))
C ROST0=ROW+S*(B0+T*(B(1)+T*(B(2)+T*(B(3)+T*(B(4)))))
C +S32*(C0+T*(C(1)+T*(C(2))))+S*S*D0
C ROSTP=ROST0/(1.D0-P/KSTP)
C RETURN
C END

```

hdy80.f

```

C*****
C subroutine hdy80(z,t,s,htd,delta,n)
C calcul de hauteur dynamique a partir du calcul de densite par
C l'equation d'etat internationale de l'eau de mer, unesco 1980.
C
C z : tableau des profondeurs (m)
C t : " " " temperatures (c)
C s : " " " salinites (o/oo)
C htd : " " " anomalies de hauteur dynamique (m dym.)
C delta: " " " anomalies de volume specifique (m3/kg)
C n : nombre d'elements des tableaux (=nb. de niveaux)
C
C les valeurs non calculees sont mises a 9999.
C la valeur du premier niveau d'integration est egale a 0.
C
C important : declarer tout sauf n en d.p. dans le prog. d'appel.
C
C r.t. 23.01.86
C g.e. Mai 88
C*****
C subroutine hdy80 (z,t,s,htd,delta,n)
C
C double precision z(*),t(*),s(*),ro,rs,sref,tref,htd(*),p,
C & delta(*),dl,pl,d,xnul
C
C data xnul,sref,tref,etrois/9999.0d0,35.0d0,0.0d0,1.e3/
C
C----- calcul de l'anomalie de volume specifique -----
C
C do 1 k=1,n
C if(s(k).eq.xnul.or.t(k).eq.xnul) goto 10
C call ro80(z(k),tref,sref,rs)
C call ro80(z(k),t(k),s(k),ro)
C delta(k)=(1./ro)-(1./rs)
C goto 1
C 10 delta(k)=xnul
C 1 continue
C
C----- calcul de hauteur dynamique -----
C
C n1=0
C d=0.d0
C do 2 k=1,n
C if(delta(k).eq.xnul) goto 30
C n1=k
C goto 40
C 30 htd(k)=xnul
C 2 continue
C if(n1.eq.0) goto 50
C 40 dl=delta(n1)
C pl=z(n1)*etrois
C do 3 k=n1,n
C if(delta(k).eq.xnul) goto 20
C p=z(k)*etrois
C d=d+(dl+delta(k))*(p-pl)/2.
C dl=delta(k)
C pl=p
C htd(k)=d
C goto 3
C 20 htd(k)=xnul
C 3 continue
C
C 50 return
C end

```

```

subroutine hdylev(p,t,s,H,xlon,xlat,hdy,delta)

c      Calcul de Hdyn a partir d'un profil de temperature t(p) et
c      sa position xlon,xlat.
c      Va chercher les profils de T et S Levitus 1*1 deg. adequats
      (de 29.5S a 29.5N), interpole
      pour obtenir les salinites aux temperatures t, et calcule.
p,t      : Tableaux des p,t(m,C>0) SANS TROUS, en DOUBLE PREC.
s        : Tableau des s OBTENUES en retour (psu,D.P.)
N        : Dim utile de p et t. (I4)
xlon,xlat: Position du profil t(p). (F4)
hdy      : Tableau hdyn D.P. (en m.dyn.) (1.e36, si bad).
delta    : Tableau des anom. spec. (m3/kg) (1.e36, si bad).
          G.E. April 90.

parameter(NBNIL=33, NBL0L=170, NBLAL=60)

double precision p(N),t(N),s(N),hdy(N),delta(N)
double precision slev(NBNIL),tlev(NBNIL),plev(NBNIL),big
logical firstime
integer levs(NBL0L,NBLAL,NBNIL),levt(NBL0L,NBLAL,NBNIL),
levp(NBNIL)

character*35 dirlev
character*7 ficlev

save xloinf,xlosup,xlainf,xlasup,NL,firstime
save levs,plev

data firstime/.TRUE./,big/1.d36/,xmil/0.001/,ibad/0/
data dirlev/'/home/surpac/surtropa/LEVITUS/data/'/
data ficlev/'sali295'/

Initialisations.

savelon=xlon
if(xlon.lt.0) xlon=xlon+360.
do 1 k=1,N
  hdy(k)=big
  s(k) = big
  delta(k) = big
continue

Lecture T et S LEVITUS.

if (firstime) then
  write(0,(' Lecture S Levitus...'))
  open(70,file=dirlev//ficlev,status='old',form='un',
access='se',iostat=ierr)
  call fierr(ierr,ficlev,0)

  read (70) loinf,losup,NLO,lainf,lasup,NLA,nivmax,NL
  write (0,*) loinf,losup,NLO,lainf,lasup,NLA,nivmax,NL
  read (70)(levp(iz), iz=1,NL)
  read (70)((levs(i,j,k), i=1,NLO), j=1,NLA), k=1,NL)

  close(70,iostat=ierr)
  call fierr(ierr,ficlev,99)

  ficlev = 'temp295'

  write(0,(' Lecture T Levitus...'))
  open(70,file=dirlev//ficlev,status='old',form='un',
access='se',iostat=ierr)

```

```

  call fierr(ierr,ficlev,0)

  read (70) loinf,losup,NLO,lainf,lasup,NLA,nivmax,NL
  write (0,*) loinf,losup,NLO,lainf,lasup,NLA,nivmax,NL
  read (70)(levp(iz), iz=1,NL)
  read (70)((levt(i,j,k), i=1,NLO), j=1,NLA), k=1,NL)

  close(70,iostat=ierr)
  call fierr(ierr,ficlev,99)

do 2 kl=1,NL
  plev(kl) = float(levp(kl))

  xloinf = float(loinf)/10. -.5
  xlosup = float(losup)/10. +.5
  xlainf = float(lainf)/10. -.5
  xlasup = float(lasup)/10. +.5
  firstime = .FALSE.
endif

if (xlon.lt.xloinf.or.xlon.ge.xlosup.or.
& xlat.lt.xlainf.or.xlat.ge.xlasup) then
  write(0,(' Sub hdylev: Position hors limites!'))
  xlon=savelon
  return
endif

c      Determine slev et tlev d'apres position.

ilo = int(xlon-xloinf) + 1
ila = int(xlat-xlainf) + 1

if(levs(ilo,ila,1).le.ibad.or.levt(ilo,ila,1).le.ibad) then
  xlon=savelon
  return
endif

do 10 kl=1,NL
  if (levs(ilo,ila,kl).le.ibad.or.levt(ilo,ila,kl).le.ibad)
& then
    klmax = kl-1
    goto 11
  endif
10 continue
klmax = NL
11 do 12 kl = 1,klmax
  slev(kl) = levs(ilo,ila,kl)*xmil
  tlev(kl) = levt(ilo,ila,kl)*xmil
12 continue

c      Interpolation des s sur slev, a partir des t.

kmax = 1
do 20 k = 1,N

  if(p(k).gt.plev(klmax)) goto 21
  if (t(k).gt.tlev(1)) s(k) = slev(1)
  do 30 kl = 1,klmax-1
    if(t(k).le.tlev(kl).and.t(k).ge.tlev(kl+1)) then
      call dlinin(tlev(kl),tlev(kl+1),
& slev(kl),slev(kl+1),t(k),s(k))
      kmax = k
    endif
30 continue
20 continue

c      Calcul hdyn, delta.

21 call hdy80(p,t,s,hdy,delta,kmax)

  xlon = savelon
  return

```



```

program courant
cccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccc
c   calcul des courants geostrophiques zonaux a partir
c   d un fichier contenant la hauteur dynamique en fonction
c   de la latitude (hdyn.dat), les resultats sont ecrits
c   dans le fichier courant.dat, le calcul est effectue ici
c   pour les hdyns T,S T,T/S Levitus et T,T/S TOGA-165E "
cccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccccc

      parameter(ii=31)
      dimension gin(ii,4),ug(ii,4)
      data amiss/1.e+35/pi/3.141592732/
c
c-> lecture fichier IN
c
      open(13,file='hdyn.dat',status='old',form='formatted')
      read(13,*) ((gin(i,j),j=1,4),i=1,ii)
      write(*,*) ((gin(i,j),j=1,4),i=1,ii)
      close(13)
c
c-> definition des constantes
c
      omega= 2.*pi/(24.*3600.)
      dy = 111000.
      xl=0.
      r=6370.e+3
      beta=2.*omega/r
      jeq=21
      ecartlat=1.
      dd=ecartlat*111000.
      jlat=int(ecartlat)
      jp=jeq+jlat
      jm=jeq-jlat
      write(*,*) jlat,jp,jm
c
c-> calcul du terme correctif de part et d autre de l equateur
c
      do k=2,4
      a=(gin(jeq+1,k)-gin(jeq-1,k))/(2.*dy)
      do i=1,31
      y=dy*float(i-jeq)
      y2=y*y
      correc=a*y*exp(-y2/(4*dy*dy))
      gin(i,k)=gin(i,k)+correc
      enddo
c
c->calcul des courants zonaux
c
      do i=2,30
      xlat=gin(i,1)
      write(*,*) i, xlat
      if (xlat.eq.xl) then
      sln=gin(jp,k)/10
      sls=gin(jm,k)/10
      sle=gin(jeq,k)/10
      uu=(-10./beta)*(sln+sls-2.*sle)/(dd*dd)
      ug en cm/s
      ug(jeq,k-1)=uu*10.*100.
      ug(jeq,1)=0
c
      else
      xf = 2. * omega * sin( xlat * pi/180. )
      write(*,*) xf

```

```

      uu=(-10./xf)*(gin(i+1,k)-gin(i-1,k))/(10.*2*dy)
      ug en cm/s
      ug(i,k-1) = uu * 10.*100.
      ug(i,1) = gin(i,1)
      endif
      enddo
      enddo
c-> ecriture du fichier OUT
c
      open(22,file='courant.dat',status='un',form='for')
      do i=2,30
      write(22,'(4f10.4)') ug(i,1), ug(i,2), ug(i,3),
      &      ug(i,4)
      enddo
      close(22)
c
      stop
      end

```